

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC
INSTITUT NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
CENTRE EAU TERRE ENVIRONNEMENT

**ORIGINE ET IMPLICATIONS TECTONIQUES DE STRUCTURES
TRANSVERSES PROFONDES INTERPRÉTÉES À PARTIR DE
DONNÉES DE CHAMP POTENTIEL, PROVINCE DE GRENVILLE,
CANADA**

Par

Grégory DUFRECHOU

Thèse présentée pour l'obtention du grade de *Philosophiæ Doctor*, Ph.D.
en sciences de la Terre

Jury d'évaluation

Président du jury et examinateur externe	Stéphane Faure UQAM, CONSOREM
Examineur externe	Alan Dickin McMaster University
Examineur interne	Bernard Giroux INRS Centre Eau Terre Environnement
Directeur de recherche	Lyal B. Harris INRS Centre Eau Terre Environnement
Codirectrice de recherche	Louise Corriveau Commission géologique du Canada

© droits réservés de Grégory DUFRECHOU, 2011

REMERCIEMENTS

Nous voici déjà arrivé à une partie essentielle de la thèse, qui est généralement la partie la plus lu et celle sans laquelle cette thèse n'aurait pu voir le jour.

Je remercie mon directeur Lyal Harris pour la confiance qu'il m'a accordé, son implication, et pour m'avoir donné les moyens de réaliser cette thèse dans les meilleures conditions possibles. Sa disponibilité et ses nombreux conseils ont été grandement appréciés durant ces années à l'INRS-ETE.

Je remercie également Louise Corriveau, ma co-directrice à l'énergie et l'enthousiasme débordant, qui a toujours été présente lorsque j'en ai eu besoin, et dont l'expertise et la connaissance de la complexe Province de Grenville ont été précieuses pour la réalisation de cette étude.

Un grand merci à Jimmy pour sa disponibilité et son aide en ArcGIS et pour m'avoir accompagné lors de la réalisation du levé gravimétrique, merci à Vladimir qui m'accompagne depuis le début et avec qui nous avons découvert qu'il y a beaucoup de « bibittes » qui piquent dans les bois du Québec.

Je remercie Richmond Minerals Inc. pour leurs implications et financements et sans qui ce projet de doctorat n'aurait pas eu lieu. Les géologues d'exploration de Richmond Minerals Inc et Limestone Basin Exploration Ltd., Warren Hawkins, Gordon Henriksen, et Mitch Lavery sont particulièrement remerciés pour leur disponibilité sur le terrain et leurs conseils avisés. Je remercie également DIVEX pour leur aide financière dans le cadre du projet SC31.

Je remercie Diane Jobin et Carey Gagon de la division des levés géodésiques de Ressources naturelles Canada, qui nous ont prêté un gravimètre et fourni la formation et leur aide lors de son utilisation.

Je suis reconnaissant envers toute à communauté de la Commission géologique du Canada et de l'INRS-ETE et plus particulièrement avec : Jean Bédard, Pierre Brouillette, Suzanne Dussault, Bernard Giroux, Erwan Gloaguen, Eric Johnson, Elena Konstantinovskaya, Michel Malo, Léopold Nadeau, Nicolas Pinet, Marc Richer-Lafèche et Normand Tassé qui ont partagé leurs connaissances avec moi et dont les discussions ont aiguillé ma réflexion et aidé à la bonne réalisation de cette étude. Je remercie Pierre Keating de la Commission géologique du Canada à Ottawa, qui m'a permis d'utiliser sa suite de logiciels. Je remercie également Francis

Odonne et Giulio Viola pour leur disponibilité et leur aide dans la diffusion de mes travaux de Master.

Je remercie tous mes amis en France, au Québec et ailleurs qui m'ont toujours soutenu et avec qui j'ai passé d'excellents moments. Je garde que des bons souvenirs du temps passé avec vous tous.

Je tiens tout particulièrement à remercier Stéphanie qui durant toutes ces années de doctorat a toujours été là pour moi. Un grand merci, à toute ma famille, pour leur amour et soutien moral inconditionnel durant ces années passées loin d'eux.

Finalement, je souhaite bon courage à ceux qui commencent ou qui finissent bientôt!

AVANT-PROPOS

Les travaux présentés dans cette thèse ont été réalisés en partenariat avec Richmond Minerals Inc. qui est le détenteur des droits miniers de la partie N du complexe gneissique de Bondy.

Due à la collaboration, les résultats et interprétations qui résultent de ce doctorat sont soumis à une période de confidentialité se terminant en janvier 2012.

RÉSUMÉ

Cette thèse propose à partir d'une approche initiale régionale de vérifier l'influence des structures profondes pendant des événements tectoniques dans le SO de la Province de Grenville au Québec et leur implication locale dans la déformation, le magmatisme et la formation de zones minéralisées. Elle est basée sur l'interprétation de données de champ potentiel régionales et combinée avec les résultats d'une étude gravimétrique détaillée, de l'interprétation d'un levé aéromagnétique haute résolution et d'une étude de terrain.

L'analyse des données de l'anomalie gravimétrique de Bouguer a permis d'identifier une série de linéaments transverses à la direction générale de l'orogène grenvillien dans la Province de Grenville du SO du Québec. Ces linéaments sont interprétés comme des failles formées dans l'actuel socle archéen de la Province de Grenville. Le scénario tectonique envisagé propose que les failles de socle se sont (i) formées durant un premier épisode de rifting paléoprotérozoïque lors de la séparation entre les cratons du Supérieur et du Wyoming il y a 2.48 Ga, puis (ii) réactivées en failles de transfert durant un second épisode de rifting lors de la séparation entre le craton du Supérieur et les cratons de Karelia et de Kola (Baltica) il y a 2.17 Ga. Ces failles de transfert paléoprotérozoïques ont supposément été réactivées en contexte de marge continentale active et lors de la formation de bassins ou de rifts d'arrière-arc débutant vers 1.4 Ga, le long de la marge laurentienne. Le promontoire formé par la ceinture parautochtone au SO du Québec pourrait résulter d'une géométrie irrégulière de la zone de rift paléoprotérozoïque.

La plus profonde de ces structures transverses, le linéament de Mont-Laurier, correspond à une discontinuité lithosphérique identifiable sur l'imagerie de tomographie sismique, qui se prolonge au NO dans la Province du Supérieur et au SE dans la plate-forme du Saint-Laurent et dans l'orogène des Appalaches. Le linéament de Mont-Laurier est interprété comme le prolongement, dans la marge archéenne de Laurentia, de la limite entre les cratons de Kola et de Karelia.

Le linéament de Portneuf est une discontinuité crustale transverse qui recoupe la Province de Grenville au NE du linéament de Mont-Laurier, mais qui ne se prolonge pas dans la Province du Supérieur. Le linéament de Portneuf pourrait avoir la même origine que le linéament de Mont-Laurier, mais pourrait aussi résulter d'un changement de pendage de la croûte en subduction lors de l'accrétion d'un arc à la marge laurentienne. Son association spatiale avec des zones minéralisées en Ni-Cu \pm EGP dans le terrain de Portneuf-Mauricie suggère une possible implication dans leur formation.

Dans la Province de Grenville au SO du Québec, les failles transverses paléoprotérozoïques ont joué un rôle important dans : (i) la mise en place de roches intrusives et le dépôt sédimentaire en contexte d'arrière-arc le long de la marge laurentienne; (ii) la géométrie des nappes de charriage et des plis formés au cours de chevauchements durant l'orogénèse elzévirienne entre 1.25-1.19 Ga; (iii) la déformation dans la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, lors de l'effondrement post-orogénique entre 1.19 et 1.17 Ga; et (iv) durant une période de chevauchement précédant ou contemporaine à la mise en place des plutons de la suite anorthosite-mangerite-charnockite-granite de Morin vers 1.17 Ga.

La ceinture métasédimentaire centrale au Québec, un terrain allochtone dominé par des unités de marbre et de quartzite, est caractérisée par un partitionnement et une différenciation de la déformation suivant différents niveaux de la croûte. Un mégakink de 100 km de large orienté NO-SE s'est formé le long des linéaments transverses dans les nappes supérieures (15 premiers km de profondeur). Le mégakink de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec s'est créé contemporanément et est l'expression en surface du déplacement senestre le long des couloirs de 10-20 km de large correspondant aux corridors de cisaillement de Roddick et de Mont-Laurier dans les nappes inférieures (~ de 15 à 25 km de profondeur) lors d'un effondrement différentiel post-elzévirien le long de la rampe Baskatong entre 1.19 et 1.17 Ga. La mise en place des plutons de la suite intrusive de Chevreuil entre 1.17-1.16 Ga dans la ceinture métasédimentaire centrale au Québec s'est faite à la fin de l'effondrement et lors d'un raccourcissement crustal précédant et en conséquence de la mise en place des plutons de la suite anorthosite-mangérite-charnockite-granite de Morin.

Le complexe gneissique de Bondy, un dôme gneissique dont les lithologies se sont formées entre 1.4-1.35 Ga en contexte d'arc, dans la ceinture métasédimentaire centrale au Québec est traversé par la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud. Cette zone de cisaillement correspond à un couloir en décrochement de mouvement apparent senestre de 6 km de large orienté NO-SE comprenant plusieurs cisaillements profonds (≥ 500 m), selon les modèles de zone de décrochement. La zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud aurait été active à plusieurs reprises durant l'histoire du complexe gneissique de Bondy : (i) avant le métamorphisme de haut grade où elle aurait permis la migration de fluides impliqués dans la formation d'un système hydrothermal et de zones minéralisées; (ii) après le métamorphisme de haut grade où elle aurait contrôlé la mise en place des plutons de la suite intrusive de Chevreuil et une deuxième période de minéralisation ou de remobilisation. Un levé gravimétrique couvrant la partie N du complexe gneissique de Bondy a permis d'identifier plusieurs anomalies

gravimétriques résiduelles qui correspondent à des plutons mafiques ou intermédiaires des suites intrusives de Chevreuil ou de Rolleau. Une large anomalie gravimétrique résiduelle, qui englobe une partie d'un système d'altération enrichi en magnétite, pyrite, pyrrhotite et chalcopyrite, ne correspond pas à un pluton cartographié et pourrait être due à (i) un pluton mafique à intermédiaire post-pic du métamorphisme de la suite intrusive de Chevreuil ou de Rolleau (l'interprétation préférée), ou alternativement (ii) à une intrusion mafique à intermédiaire pré- à syn-pic du métamorphisme ou (iii) à une forte concentration de magnétite et sulfure proche de la surface.

ABSTRACT

This thesis documents the influence of deep crustal to upper mantle structures interpreted from regional potential field data, combined with the results of detailed gravity, aeromagnetic and structural field studies, on regional- to local-scale deformation, magmatism, and the formation of mineralized zones during the tectonic evolution of the Grenville Province in SW Quebec.

A series of lineaments transverse to the trend of the Grenville orogen in the Grenville Province of SW Quebec is interpreted from Bouguer gravity anomaly data. These lineaments are thought to represent faults or shear zones in Archaean basement to allochthonous terranes of the Grenville Province (i) formed during a first episode of Palaeoproterozoic rifting between the combined Superior – Kola-Karelia cratons and the Wyoming craton at ca. 2.48 Ga subsequently (ii) reactivated as transfer faults during a second episode of rifting culminating in separation of the Superior and Karelia-Kola cratons at ca. 2.17 Ga. Palaeoproterozoic transfer faults are thought to have been reactivated during development of back-arc rift basins at ca. 1.4 Ga along the continental Laurentian margin. The promontory formed by the parautochthonous belt in SW Quebec is interpreted as reflecting the irregular geometry of this Palaeoproterozoic rift.

The most prominent and deepest transverse structure, the Mont-Laurier lineament which extends NW into the Superior Province and SE to the St Lawrence Platform and Appalachian Orogen, is also identified on seismic tomographic imagery and hence represents a lithospheric discontinuity. The Mont-Laurier lineament is interpreted as an extension of the boundary between the Kola and Karelia cratons preserved within Archaean basement along the Laurentian margin.

The Portneuf lineament is a transverse crustal discontinuity that crosses the Grenville Province NE of the Mont-Laurier lineament but which does not continue into the Superior Province. The Portneuf lineament may have the same origin as the Mont-Laurier lineament, but may also potentially result from a change in dip of the subduction zone during arc development along the Laurentian margin. Its spatial association with Ni-Cu \pm PGE mineralization in the Portneuf-Mauricie terrane suggests a possible causal relationship between the two.

Transverse Palaeoproterozoic faults in the Grenville Province of SW Quebec have exerted a significant role on: (i) controlling the emplacement of intrusive rocks and of sedimentary basins in a back-arc environment along the Laurentian margin, (ii) the geometry of thrust sheets and folds developed during ca. 1.29-1.19 Ga Elzevirian orogenesis, (iii) deformation of the Central

Metasedimentary Belt of Quebec during ca. 1.19 and 1.17 Ga post-orogenic collapse, and (iv) during thrusting preceding and/or contemporaneous with emplacement of the ca. 1.17 Ga Morin anorthosite-mangerite-charnockite-granite suite plutons.

The Central Metasedimentary Belt of Quebec, a terrain dominated by allochthonous marble and quartzite units upon a gneissic substrate, is characterized by differences in deformation response and strain partitioning at different crustal levels. A 100 km wide, NW-SE trending megakink affecting the uppermost thrust sheet (≥ 15 km) between transverse lineaments is identified. Megakinking is contemporaneous with, and an upper-level expression of, sinistral displacement along the 10-20 km wide Roddick and Mont-Laurier deformation corridors in lowermost (ca. 15 to 25 km deep) nappes. These structures developed above Archaean basement faults during differential collapse along the Baskatong ramp between 1.19 and 1.17 Ga. Emplacement of the Chevreuil intrusive suite plutons in the Central Metasedimentary Belt of Quebec between 1.17-1.16 Ga started at the end of this collapse stage and continued during renewed crustal shortening during emplacement of the Morin anorthosite-mangerite-charnockite-granite suite plutons.

The Bondy gneiss complex in the Central Metasedimentary Belt of Quebec (a gneiss dome comprising arc rocks formed between 1.4-1.35 Ga) is cut by brittle-ductile shear zones of the Mont-Laurier Sud shear zone that constitutes a ca. 6 km wide, NW-SE oriented sinistral wrench system. The Mont-Laurier Sud shear zone appears to have affected rocks of the Bondy gneiss complex (i) prior to high-grade metamorphism, focussing hydrothermal fluid migration during early mineralization, and (ii) after the high-grade metamorphism where it appears to have localized emplacement of Chevreuil intrusive suite plutons and mineralized zones formed during a second period of mineralization and/or remobilization. A detailed ground gravity survey over the Bondy gneiss complex has identified several positive gravity anomalies that coincide with Chevreuil and Rolleau mafic and intermediate intrusive rocks. A large positive gravity anomaly over a portion of a metamorphosed hydrothermal system and associated magnetite, pyrite, pyrrhotite, and chalcopyrite mineralization identified during this study does not correspond to any mapped intrusive and may be due to (i) a post peak- metamorphic unexposed mafic to intermediate intrusion of the Chevreuil or Rolleau intrusive suite (the preferred interpretation), or alternatively (ii) a pre- to syn- metamorphic mafic to intermediate intrusion, or (iii) directly reflects a subsurface body of magnetite and sulphide mineralization.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	III
AVANT-PROPOS	V
RÉSUMÉ	VII
ABSTRACT	XI
TABLE DES MATIÈRES.....	XIII
LISTE DES TABLEAUX	XIX
LISTE DES FIGURES	XXI
CHAPITRE 1. INTRODUCTION.....	1
1.1. Problématique	1
1.2. Objectifs et méthodologie	6
1.3. Contenu de la thèse et contribution de l'auteur	9
1.3.1. Contenu de la thèse	9
1.3.2. Projets parallèles.....	11
1.3.3. Autres contributions	12
CHAPITRE 2. CONTEXTE GÉOLOGIQUE	17
2.1. Introduction	17
2.2. Histoire géotectonique de la Province de Grenville	17
2.2.1. Événements pré-grenvilliens.....	17
2.2.2. L'orogénèse grenvillienne et le cycle orogénique grenvillien.....	19
2.3. La Province de Grenville au SO du Québec.....	21
2.3.1. La ceinture parautochtone	21
2.3.2. La ceinture allochtone	22
2.3.2.1. La ceinture métasédimentaire centrale au Québec	25
2.3.2.2. Le complexe gneissique de Bondy	27
CHAPITRE 3. DONNÉES DE CHAMP POTENTIEL	31
3.1. Données gravimétriques	31
3.1.1. L'anomalie gravimétrique de Bouguer	31
3.1.2. Données régionales	33

3.1.3.	Levé gravimétrique de la partie N de la réserve faunique de Papineau-Labelle	34
3.2.	Données aéromagnétiques	40
3.2.1.	Le champ magnétique total	40
3.2.2.	Données régionales	40
3.2.3.	Levé aéromagnétique de la partie N du complexe gneissique de Bondy	43
3.3.	Logiciels utilisés	45

CHAPITRE 4. TECTONIC MODELS FOR THE ORIGIN OF REGIONAL TRANSVERSE STRUCTURES IN THE SW GRENVILLE PROVINCE INTERPRETED FROM REGIONAL GRAVITY.....47

	Abstract	49
	Résumé	50
4.1.	Introduction	51
4.2.	Overview of the geology of the SW Grenville Province in Quebec.....	53
4.2.1.	SE Superior Craton and Grenville parautochthonous belt	53
4.2.2.	Allochthonous belt	55
4.2.3.	Summary of tectonic history for the Grenville Province in SW Quebec.....	58
4.3.	Crustal and lithospheric thickness estimates.....	59
4.4.	Data and processing	61
4.4.1.	Gravity data	61
4.4.2.	Seismic tomographic data	63
4.5.	Long wavelength Bouguer gravity anomalies over the SW Grenville Province.....	63
4.6.	Regional lineaments	66
4.6.1.	050° striking gravity lineaments	66
4.6.2.	Transverse, 140°-striking lineaments.....	70
4.6.3.	015°- and 090°- striking lineaments	70
4.7.	Lineaments of lithospheric importance	71
4.8.	Origin and tectonic significance of lineaments	73
4.8.1.	Origin of 050°-striking, orogen-parallel lineaments	73
4.8.2.	Origin of transverse lineaments	75
4.8.2.1.	Comparison of gravity lineaments with structures in the Superior Craton	75
4.8.2.2.	A Palaeoproterozoic rift-related origin for transverse lineaments	76
4.8.3.	Origin of the NNE-SSW and E-W trending lineaments	80
4.9.	Discussion and conclusions.....	80

CHAPITRE 5. TECTONIC REACTIVATION OF TRANSVERSE BASEMENT STRUCTURES IN THE GRENVILLE OROGEN OF SW QUEBEC, CANADA: INSIGHTS FROM POTENTIAL FIELD DATA83

Abstract 85

Résumé..... 86

5.1. Introduction 87

5.2. Regional geological setting 91

5.2.1. Timing of events during the Grenvillian orogenic cycle..... 91

5.2.2. Broad tectonic subdivisions of the Grenville Province in SW Quebec..... 93

5.3. Transverse crustal to lithospheric-scale structures identified from gravity data..... 94

5.4. Geophysical datasets 95

5.5. The parautochthonous belt and allochthonous belt klippen..... 99

5.5.1. Geological framework 99

5.5.2. Geophysical expression of major structures and interpretation 102

5.6. The Allochthonous Boundary Thrust and the allochthonous belt 103

5.6.1. Geological framework 103

5.6.2. Geological expression of transverse lineaments 105

5.6.3. Geophysical interpretation 107

5.6.3.1. Gravity and aeromagnetic expression of lithological units 107

5.6.3.2. Interpretation of a megakink zone in the CMB-Q..... 108

5.6.3.3. Criteria for sinistral displacement on shear zones beneath the CMB-Q upper deck . 108

5.6.3.4. Interpreted offset of orogen-parallel structures within the CMB-Q megakink zone ... 112

5.6.3.5. Evidence for multiple reactivation along the Mont-Laurier lineament and for the timing of formation of the Labelle deformation zone..... 114

5.6.3.6. Evidence for sinistral displacement along the Kazabazua and Beauregard lineaments 116

5.7. Discussion 116

5.7.1. Differences in the surface geological expression of transverse lineaments in the parautochthonous and allochthonous belts 116

5.7.2. Possible influence of transverse basement structures on the orientation of folds in the Lac Dumoine terrane 118

5.7.3. Size and tectonic implication of the CMB-Q megakink 118

5.7.4. Tectonic scenario 120

5.7.4.1. Crustal thickening culminating at ca. 1.2 Ga (Elzevirian orogeny)..... 120

5.7.4.2. Orogenic collapse at ca. 1.19-1.17 Ga..... 122

5.7.4.3. Renewed shortening event at ca. 1.17-1.16 Ga (Shawinigan orogeny) 122

5.7.4.4.	Formation of the Labelle deformation zone late- to post-emplacement of the Chevreuil intrusive suite	125
5.7.4.5.	Implication for NW thrust transport of the Réservoir Cabonga terrane	126
5.8.	Conclusions	126

CHAPITRE 6. GRAVITY EVIDENCE FOR A MAFIC INTRUSION BENEATH A MINERALIZED ZONE IN THE BONDY GNEISS COMPLEX, GRENVILLE PROVINCE, QUEBEC – EXPLORATION IMPLICATIONS 129

	Abstract	131
	Résumé	132
6.1.	Introduction	133
6.2.	Bondy gneiss complex	135
6.3.	Mineralization	138
6.3.1.	Mineralized outcrops “Breccia trail”, “EM1” and “Lac Harvey”	139
6.3.1.1.	Outcrop “Breccia trail”	139
6.3.1.2.	Outcrop “EM1”	139
6.3.1.3.	Outcrop “Lac Harvey”	140
6.3.1.4.	Relative timing of mineralization	141
6.3.2.	Outcrops “Lac Bing”	141
6.4.	Gravity survey	143
6.4.1.	Data acquisition and reduction	143
6.4.2.	Regional-residual separation and relationship between anomalies and mineral occurrences	143
6.5.	Source depths	147
6.6.	2D forward gravity modelling	149
6.6.1.	Shallow source model	152
6.6.2.	Deep source model	152
6.7.	Discussion	152
6.7.1.	Interpretation of anomaly sources	152
6.7.2.	Possible timing	153
6.8.	Conclusions	157

CHAPITRE 7. CONTRÔLES STRUCTURAUX ET MAGMATIQUES SUR LA MINÉRALISATION DE TYPE IOCG DANS LE COMPLEXE GNEISSIQUE DE BONDY, PROVINCE DE GRENVILLE, CANADA 159

	Résumé	161
--	--------------	-----

7.1. Introduction	163
7.2. Le complexe gneissique de Bondy	167
7.2.1. Contexte géologique	167
7.2.2. Suites intrusives	167
7.2.3. Phases de déformation	169
7.2.4. Aperçu des principaux indices de minéralisation	170
7.3. Données aéromagnétiques, filtres et rehaussements	174
7.4. Étude de linéaments	177
7.4.1. Gneissosité et plissement	177
7.4.2. Structures profondes	180
7.4.3. Structures superficielles	184
7.4.3.1. Cisaillements ductiles	184
7.4.3.2. Failles	187
7.5. Implication des structures profondes sur la mise en place de magmas	189
7.6. Contrôle structural de l'altération et de la minéralisation	191
7.7. Conclusion.....	195
CHAPITRE 8. CONCLUSIONS	197
8.1. Synthèse des principaux résultats.....	197
8.1.1. Structures parallèles à l'orogène grenvillien	197
8.1.2. Des failles de transfert dans le socle grenvillien?	198
8.1.3. Rôle des structures transverses durant le cycle orogénique grenvillien au SO du Québec.	199
8.1.4. Déformation, mise en place de roches intrusives, hydrothermalisme et formation de zones minéralisées relatifs aux réactivations du linéament de Mont-Laurier : le cas du complexe gneissique de Bondy	204
8.2. Perspectives	205
8.2.1. Implication pour l'exploration.....	205
8.2.2. Questions en suspens et travaux futurs possibles.....	207
8.3. Conclusion générale.....	214
RÉFÉRENCES	217
ANNEXES	265
Annexe A : Étude gravimétrique du complexe gneissique de Bondy, réserve faunique de Papineau-Labelle	267

Annexe B : Informations additionnelles sur le levé gravimétrique (densité des échantillons prélevés, lecture sur le gravimètre, date et heure de la lecture)	279
Annexe C : Valeurs ponctuelles utilisées pour la réalisation de la grille de l'anomalie de Bouguer couvrant le complexe gneissique de Bondy	287
Annexe D : Correction des coordonnées des stations gravimétriques	293
Annexe E : Evidence for superposed, post-peak metamorphic magnetite-sulphide mineralization related to NE-striking shear zones in the Bondy gneiss complex, Grenville Province, Quebec	299
Annexe F : Étude gravimétrique du complexe gneissique de Bondy, Province de Grenville, Québec	301
Annexe G : Utilisation d'un levé gravimétrique pour la localisation de minéralisation en sulfure et magnétite dans le complexe gneissique de Bondy, Province de Grenville, Québec	305
Annexe H : Altération argilique avancée métamorphisée au sein du complexe gneissique de Bondy, Province de Grenville, Québec : métallotecte pour l'exploration de systèmes de type épithermal métamorphisés?	307
Annexe I : Existence de discontinuités transverses profondes impliquées dans l'histoire géodynamique et métallogénique du sud-ouest de la Province de Grenville au Québec, Canada	311
Annexe J : The role of deep-crustal transverse structures interpreted from regional gravity in the localization and deformation of zinc deposits in the North American Grenville Province.....	315
Annexe K : Application of a ground gravity survey in targeting magnetite-sulphide mineralization in the Bondy gneiss complex, Grenville Province, Quebec, Canada	317

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 3.1 : Exemple de densité de roches métamorphiques, tirée de Smithson (1971) et de Giroux et Chouteau (2008)	32
Tableau 3.2 : Exemple de densité des roches ignées, tirée de Giroux et Chouteau (2008)	32
Table 4.1: Orogen parallel and sub-parallel lineaments.....	69
Table 5.1: Transverse and orogen-parallel lineaments.....	111
Table 6.1: Copper concentration of some mineralized samples in outcrops A to D (values from Richmond Minerals Inc.).....	138

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 : Carte lithotectonique et paléoenvironnementale simplifiée de la Province de Grenville modifiée à partir de Corriveau et al. (2007) et Davidson (2008).....	2
Figure 1.2 : Carte géologique simplifiée de la Province de Grenville modifiée à partir de Corriveau et al. (2007) et Davidson (2008), indiquant la localisation des principales mines actives, de celles qui ne sont plus en production, ainsi que les principaux indices de minéralisation modifiés à partir de Corriveau et al. (2007).....	4
Figure 2.1 : Le cycle orogénique grenvillien d'après Davidson (2008), interval de temps utilisé dans cette thèse.....	18
Figure 2.2 : Carte lithotectonique simplifiée de la Province de Grenville au SO du Québec, modifiée à partir de Martignole et al. (2000).....	20
Figure 2.3 : Profils sismiques Abitibi-Grenville (lignes 52, 53, 54) et interprétation tectonique, modifiées à partir de Martignole et al. (2000).....	23
Figure 2.4 : Carte géologique simplifiée de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, modifiée de Corriveau (sous presse).....	24
Figure 2.5 : Carte géologique du feuillet SNRC 31J06 de la région de Nomingue (Corriveau et Jourdain, 2000) couvrant la partie N du complexe gneissique de Bondy, tirée de Corriveau (sous presse)	28
Figure 3.1 : Carte lithologique simplifiée de la partie N du complexe gneissique de Bondy (modifiée de Corriveau et Jourdain, 2000) superposée sur (a) les données gravimétriques de l'anomalie de Bouguer régionale et (b) sur le nouveau levé gravimétrique réalisé durant cette étude.....	35
Figure 3.2 : (a) Gravimètre G0498 de LaCoste et Romberg et (b) GPS Trimble 5800 utilisés lors du levé gravimétrique couvrant la partie N du complexe gneissique de Bondy.....	35
Figure 3.3 : Carte lithotectonique simplifiée (modifiée de Davidson, 1998) superposée sur la carte régionale du champ magnétique total couvrant le SO de la Province de Grenville et les provinces avoisinantes au SO du Canada	41
Figure 3.4 : Carte lithologique simplifiée de la partie N du complexe gneissique de Bondy superposée sur (a) la grille du champ magnétique total régionale (Figure 3.3) et (b) la grille du champ magnétique total réalisée par Fugro Airborne Surveys (2007).....	42

Figure 3.5 : Spectre de puissance du champ magnétique total couvrant la partie N du complexe gneissique de Bondy (Figure 3.4b) 44

Figure 4.1 : (a) Location of the Grenville Province in North America. (b) Simplified tectonic subdivision of the SW Grenville Province (modified from Davidson, 1998)..... 52

Figure 4.2 : Outline of a simplified tectonic subdivision (from Figure 4.1b) superposed (a) on the Bouguer anomaly field of the SW Grenville Province in Canada, and (b) on the first vertical derivative of the Bouguer anomaly field for the same region and on gravity lineament interpreted from the Bouguer anomaly field and the first vertical derivative of the Bouguer anomaly field 60

Figure 4.3 : Upward continuation of the Bouguer anomaly field and correspondence with the Grenvillian crust in western Quebec (modified from Ludden and Hynes, 2000b) 62

Figure 4.4 : (a) Gravity lineaments from this study compared to the shaded image of percentage change from the background model for 100 km P-wave tomography model data for N America created using travel-time residuals of Burdick et al. (2008)..... 65

Figure 4.5 : Lineaments interpretation 68

Figure 4.6 : (a) 050°-striking lineaments interpreted from the Bouguer anomaly field, first vertical derivative of the Bouguer anomaly field, and Bouguer gravity data upward continued to 10 km and 50 km. (b) 140°-striking lineaments interpreted from the Bouguer anomaly, first vertical derivative of the Bouguer anomaly, and upward continuation of Bouguer gravity to 10 km and 50 km 72

Figure 4.7 : (a) Comparison between gravity lineaments and principal Archaean shear zones and faults in the Abitibi Subprovince, modified from Daigneault (1996) and Trépanier (2008). (b) Comparison between gravity lineaments and mafic dyke swarms (Buchan and Ernst, 2004; Harris, unpublished data) 74

Figure 4.8 : Tectonic scenario. (a) Palaeoproterozoic reconstruction of the Karelia, Kola, and Wyoming cratons against the southern margin of the Superior Province modified from Bleeker and Ernst (2006) and Ernst and Bleeker (2010). (b) Schematic representation of Palaeoproterozoic normal faults resulting from the first period of rifting at 2.48 Ga. (c) Schematic representation of the second stage of Palaeoproterozoic breakup at ca. 2.17 Ga. (d) Schematic representation of the pre-Elzevirian Laurentian passive margin with inherited normal and transfer faults..... 77

Figure 5.1 : (a) Location of the Grenville Province in North America. (b) Simplified tectonic subdivision of the SW Grenville Province (modified from Davidson, 1998)..... 88

Figure 5.2 : (a) Transverse lineaments interpreted from the Bouguer gravity field in SW Quebec. (b) Crustal-scale lineaments interpreted from the Bouguer gravity field upward continued to 50 km. (c) Model for 100 km P-wave tomography model data for N America created using travel-time residuals of Burdick et al. (2008) 90

Figure 5.3 : Simplified geological map of the Grenville Province in SW Quebec displaying main terranes, shear zones, intrusive rocks, and transverse lineaments lineaments (modified from Davidson, 1998; Martignole et al., 2000; Corriveau and van Breemen, 2000; Nantel, 2003; Martignole and Martelat, 2005; Montreuil and Constantin, 2010) 92

Figure 5.4 : Total magnetic intensity map with superposed transverse lineaments interpreted from Bouguer gravity and outline of the simplified geological map of the Grenville Province in SW Quebec (from Figure 5.3) 96

Figure 5.5 : Detail of transverse lineaments on the Bouguer gravity map and outline of the simplified geological map of the Grenville Province in SW Quebec (from Figure 5.3) 97

Figure 5.6 : Gravity worms and transverse lineaments on the simplified geological map of the Grenville Province in SW Quebec (from Figure 5.3) 98

Figure 5.7 : (a) Simplified geological map of the parautochthonous belt in SW Quebec on the Bouguer gravity image (from Figure 5.3). (b) Simplified geological map of parautochthonous belt in SW Quebec (Figure 5.3), gravity worms, and transverse lineaments on the total magnetic intensity image. (c) Magnetic trends and new simplified tectonic map of the parautochthonous belt in SW Quebec interpreted from potential field maps and gravity worms 100

Figure 5.8 : Simplified geological map of the allochthonous belt in SW Quebec (modified from Davidson, 1998) and transverse lineaments (a) on the total magnetic intensity map, and (b) on the horizontal gradient of the total magnetic intensity map. (c) Simplified geometry of the CMB-Q megakink and magnetic trends 106

Figure 5.9 : (a) Simplified geological map of the Central Metasedimentary Belt of Quebec (modified from Corriveau and van Breemen, 2000). (b) Gravity worms and transverse lineaments on the Bouguer gravity image with the simplified geological map superposed. (c) Structural interpretation of gravity worms. (d) Magnetic trends and new simplified tectonic map of Central Metsedimentary Belt of Quebec interpreted from potential field maps and gravity worms 110

Figure 5.10 : Displacement estimated along transverse shear zone beneath the CMB-Q mégakink 113

Figure 5.11 : Simplified geological map of the folded portion of the Labelle deformation zone and surrounding rocks of the Central Metasedimentary Belt of Quebec and Morin terrane displaying key lithological units and the Mont-Laurier lineament 115

Figure 5.12 : Structural map of the western part of the Central Metasedimentary Belt of Quebec displaying local sinistral ductile offset of the Cayamant deformation zone along the Kazabazua lineament	117
Figure 5.13 : Interpreted tectonic scenario for the development of structures in the thrust sheet of the allochthonous belt in SW Quebec. (a) Initial shortening stage. (b) Post-orogenic collapse. (c) Compressive event contemporaneous with emplacement of the Chevreuil suite plutons. (d) Formation of the Labelle deformation zone.....	121
Figure 5.14 : (a) Simplified cross-section across the Grenville Province in SW Quebec. (b)-(c) Model for post-Elzeviran deformation of the upper and lower decks interpreted in the CMB-Q.....	123
Figure 6.1 : (a) Location of the Grenville Province in eastern Canada. (b) The Central Metasedimentary Belt of Quebec with main deformation zones and gneissic complexes (modified from Corriveau and Jourdain, 2000)	134
Figure 6.2 : (a) The N-striking, ca. 1 m wide Rivard minette-type lamprophyre dyke cutting the granitic gneiss of the Bondy gneiss complex. (b) Xenoliths of diverse lithologies within the Rivard dyke	137
Figure 6.3 : Main mineral occurrences in the Bondy gneiss complex.	139
Figure 6.4 : (a) Brittle-ductile shear zone sample from outcrop “Breccia trail”. (b) Mylonitic sample from outcrop “EM1”	140
Figure 6.5 : Outline of a simplified geological map (from Figure 6.1), new gravity stations, and main mineralized outcrops (“Breccia trail”, “EM1”, “Lac Harvey” and “Lac Bing”) in the Bondy gneiss complex superposed on the Bouguer anomaly map.....	142
Figure 6.6 : First vertical derivative of the Bouguer gravity anomaly superposed on the outline of a simplified geological map (from Figure 6.1).....	144
Figure 6.7 : First vertical derivative of Bouguer gravity superposed on the outline of a simplified geological map (from Figure 6.1) displaying location of peaks of the analytic signal of the Bouguer anomaly grid and depth sources calculate by Euler deconvolution for SI=1 and SI=2	145
Figure 6.8 : First vertical derivative of Bouguer anomaly grid superposed on the outline of a simplified geological map (from Figure 6.1), displaying peaks of the analytic signal of the upward continuation at Z=100 m of the Bouguer anomaly grid and depth sources calculate by Euler deconvolution for SI=1 and SI=2.....	146
Figure 6.9 : Residual Bouguer anomaly grid with the outline of a simplified geological map (from Figure 6.1) and profile location along which gravity modelling was undertaken.....	148

Figure 6.10 : 2D forward gravity modelling of residual gravity profile supposing that the top of the source is located at ca. 500 m in depth 150

Figure 6.11 : 2D forward gravity modelling of residual gravity profile supposing that the top of the source is located between 2.2 km and 3 km in depth..... 151

Figure 6.12 : (a) Interpreted Chevreuil suite gabbro xenoliths within the Rivard dyke. (d) Chevreuil suite gabbro of the outcropping at the W of the northern Bondy complex. (c) Simplified schematic representation of the Rivard dyke crossing and extracting fragments from the extremity of the proposed shallow Chevreuil intrusive suite gabbro..... 154

Figure 6.13 : (a) Model for emplacement of shallow, pre-metamorphic, coeval mafic to intermediate and felsic intrusions in the Bondy gneiss complex. (b) Model for intrusion of two separate deep mafic to intermediate and shallow felsic, pre-metamorphic plutons in the Bondy gneiss complex. (c) Model for emplacement of shallow, folded, pre-metamorphic felsic plutons and deep, post-metamorphic mafic to intermediate plutons in the Bondy gneiss complex. (d) Model for emplacement of shallow, folded, pre-metamorphic felsic plutons cross cut by a shallow, post-metamorphic, mafic to intermediate pluton in the Bondy gneiss complex 155

Figure 7.1 : (a) Carte lithotectonique simplifiée de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec (modifiée à partir de la Figure 5.9), superposée sur la grille régionale de l'anomalie gravimétrique de Bouguer. (b) Carte simplifiée des principaux corridors de cisaillement senestre dans la ceinture métasédimentaire centrale au Québec 164

Figure 7.2 : Carte lithologique simplifiée de la partie N du complexe gneissique de Bondy et des roches métasédimentaires adjacentes du groupe de Sourd (modifiée de Corriveau et Jourdain, 2000) 168

Figure 7.3 : (a) Vue globale de l'indice « EM1 » suite au décapage de l'affleurement. (b) gneiss à silicate d'alumine – quartz – feldspath potassique très riches en pyrite, pyrrhotite et cubanite. (c) Lithologie principale de l'indice « Lac Harvey » : gneiss quartzofeldspathique à biotite et grenat riche en magnétite. (d) Niveaux de quartz et feldspaths potassiques à texture bréchique non magnétique riches en pyrite et en chalcopryrite à l'indice « Lac Harvey ». (e) Minéralisation typique de l'indice « Lac Bing » composée de pyrite et de chalcopryrite disséminées, en veines et en inclusions dans une roche calco-silicatée riche en clinopyroxène et en grenat à grains grossiers. (f) Malachite, systématiquement présente dans les roches riches en chalcopryrite de l'indice « Lac Bing » 171

Figure 7.4 : Indices « la route des brèches : (a) Échantillon de brèche caractérisé par une forte concentration en magnétite et en biotite entre les porphyroclastes et fragments quartzofeldspathiques et de filons pegmatitiques. (b) Couloir de déformation bréchique décimétrique. (c) Contact entre la zone de déformation bréchique et la roche encaissante marqué par un cisaillement fragile-ductile. (d) Couloir de

déformation bréchique associé à un système de cisaillements anastomosés fragiles-ductiles de puissance centimétrique. (e) Échantillon de roche bréchique indiquant un mouvement inverse..... 173

Figure 7.5 : Carte lithologique simplifiée de la partie N du complexe gneissique de Bondy (Figure 7.2) superposée sur le champ magnétique total 175

Figure 7.6 : (a) Angle Tilt du champ magnétique total. (b) Schistosité S_1 et principales traces de plan axial de plis régionaux interprétées à partir de l'angle Tilt du champ magnétique total 176

Figure 7.7 : Carte lithologique simplifiée de la partie N du complexe gneissique de Bondy (Figure 7.2) superposée sur la composante profonde du champ magnétique total 178

Figure 7.8 : (a) Angle Tilt de la composante profonde du champ magnétique total et des linéaments profonds montrant les décalages apparents des contacts magnétiques profonds. (b) Linéaments profonds superposés sur le champ magnétique total 179

Figure 7.9 : (a) Type et mouvement des cisaillements secondaires profonds dans la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud. (b) Nomenclature, orientation et mouvement des cisaillements secondaires d'un décrochement senestre, modifiée de Riedel (1929) et Bartlett et al. (1981) 182

Figure 7.10 : Linéaments aéromagnétiques interprétés à partir de l'angle Tilt du champ magnétique total superposé sur (a) le champ magnétique total et (b) l'angle Tilt du champ magnétique total 185

Figure 7.11 : (a) Carte lithologique simplifiée de la partie N du complexe gneissique de Bondy montrant les plus longs linéaments de la Figure 7.10, les principaux indices minéralisés ainsi que l'axe de pli P3. (b) Cisaillement de Harvey observé à l'affleurement suite au décapage de l'indice « EM1 ». (c) Échantillon mylonitique de la zone de cisaillement de Harvey. (d) Cisaillement ductile le long de la zone de cisaillement de Bing au N de l'indice « Lac Bing ». (e) Niveau mylonitique le long de la zone de cisaillement de Bing au S de l'indice « Lac Bing » 186

Figure 7.12 : Linéaments aéromagnétiques francs et courts, superposés sur la carte lithologique simplifiée de la partie N du complexe gneissique de Bondy (Figure 7.2)..... 188

Figure 7.13 : (a) Carte lithologique simplifiée de la partie N du complexe gneissique de Bondy (Figure 7.2) superposée sur la composante résiduelle de l'anomalie gravimétrique de Bouguer. (b) Carte interprétative montrant le possible contrôle de la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud sur la mise en place des plutons de la suite intrusive de Chevreuil 190

Figure 7.14 : Carte lithologique simplifiée de la partie N du complexe gneissique de Bondy montrant la relation spatiale entre la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud, les lithofaciès hydrothermaux, les cisaillements profonds, les principaux indices de minéralisation et les affleurements présentant des valeurs élevées en Cu, Zn et Ag 192

Figure 7.15 : Carte lithologique simplifiée de la partie N du complexe gneissique de Bondy montrant la relation spatiale entre la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud, les lithofaciès hydrothermaux, les

cisaillements et failles en surface, les principaux indices de minéralisation et les affleurements présentant des valeurs élevées en Cu, Zn et Ag 194

Figure 8.1 : Carte lithotectonique synthèse de la Province de Grenville au SO du Québec, montrant les principales interprétations tectoniques faites à partir des données de champ potentiel et les principales lignes structurales interprétées à partir du champ magnétique total 200

Figure 8.2 : Carte lithotectonique simplifiée de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, montrant des cibles potentielles pour l'exploration de gisement de type oxyde de fer à cuivre-or et épithermal..... 206

Figure 8.3 : Positions et magnitudes des principaux séismes de la zone sismique de l'Ouest du Québec ayant eu lieu dans la ceinture métasédimentaire centrale au Québec et dans les terrains avoisinants .. 210

Figure 8.4 : Carte lithotectonique simplifiée de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, montrant la position des principales intrusions de la suite intrusive de Chevreuil et de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta 211

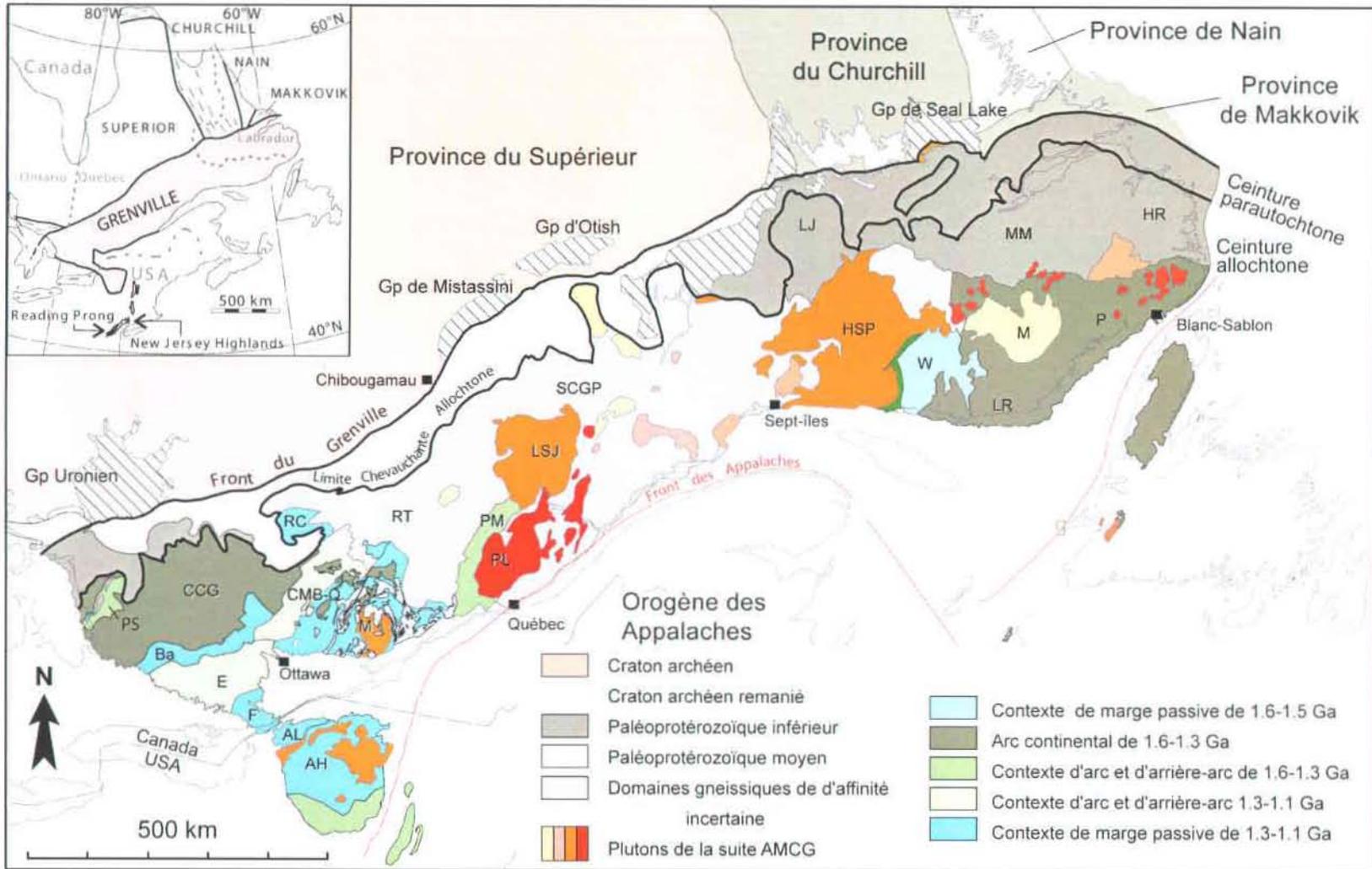
Figure 8.5 : (a) Carte géologique simplifiée du SO de la Province de Grenville au Canada, modifiée de Dickin et McNutt (2007), montrant la localisation des linéaments de Kazabazua et de Mont-Laurier et de deux nouveaux linéaments transverses en Ontario. (b) Les deux linéaments en Ontario montrent la possible existence d'un mégakink d'échelle régionale affectant la ceinture métasédimentaire centrale en Ontario (CMB-O) 213

Chapitre 1. Introduction

1.1. Problématique

Il existe en ce moment une importante demande mondiale pour les matières premières, notamment due à l'émergence de pays comme la Chine ou l'Inde qui sont en pleine expansion économique. Paradoxalement, le nombre de mines actives et du taux de découvertes de gisements des métaux de base et précieux diminue au Canada (Groupe de travail intergouvernemental canadien sur l'industrie minière, 2009). Pour remédier à cette situation, Corriveau et Clark (2005) ont exposé l'importance de diversifier l'exploration vers des territoires géologiques à l'extérieur des grands camps miniers comme la Province de Grenville pour lesquels notre compréhension est limitée et où l'exploration n'est pas encore assez courante (Gobeil et al., 2003; Corriveau et Clark, 2005; Bandyayera et al., 2005) et de se tourner vers des types de gîtes moins conventionnels. Cette approche au Québec est encouragée par de récents succès dans des régions inhabituelles pour l'exploration, comme les découvertes du gîte d'oxydes de fer – cuivre – terres rares – uranium de Kwyjibo (Gauthier et al., 2004; Clark et al., 2010) dans la Province de Grenville et du gisement d'or de classe mondiale d'Éléonore à la Baie James dans la Province du Supérieur (Ravenelle et al., 2010). De plus, plusieurs initiatives provinciales (D'amours et Bandyayera, 2010; Maurice et Lamothe, 2010; Moukhsil et al., 2010), fédérales (projet TGI-2 de Ressources naturelles Canada), du réseau de recherche sur la diversification de l'exploration minière au Québec (voir Dupuis et al., 2010) et du consortium de recherche en exploration minière (Faure, 2003, 2007; Longuépée, 2008; Trépanier, 2008 et autres projets en cours) incitent à diversifier l'exploration et proposent de nouvelles cibles au N du Québec et dans la Province de Grenville.

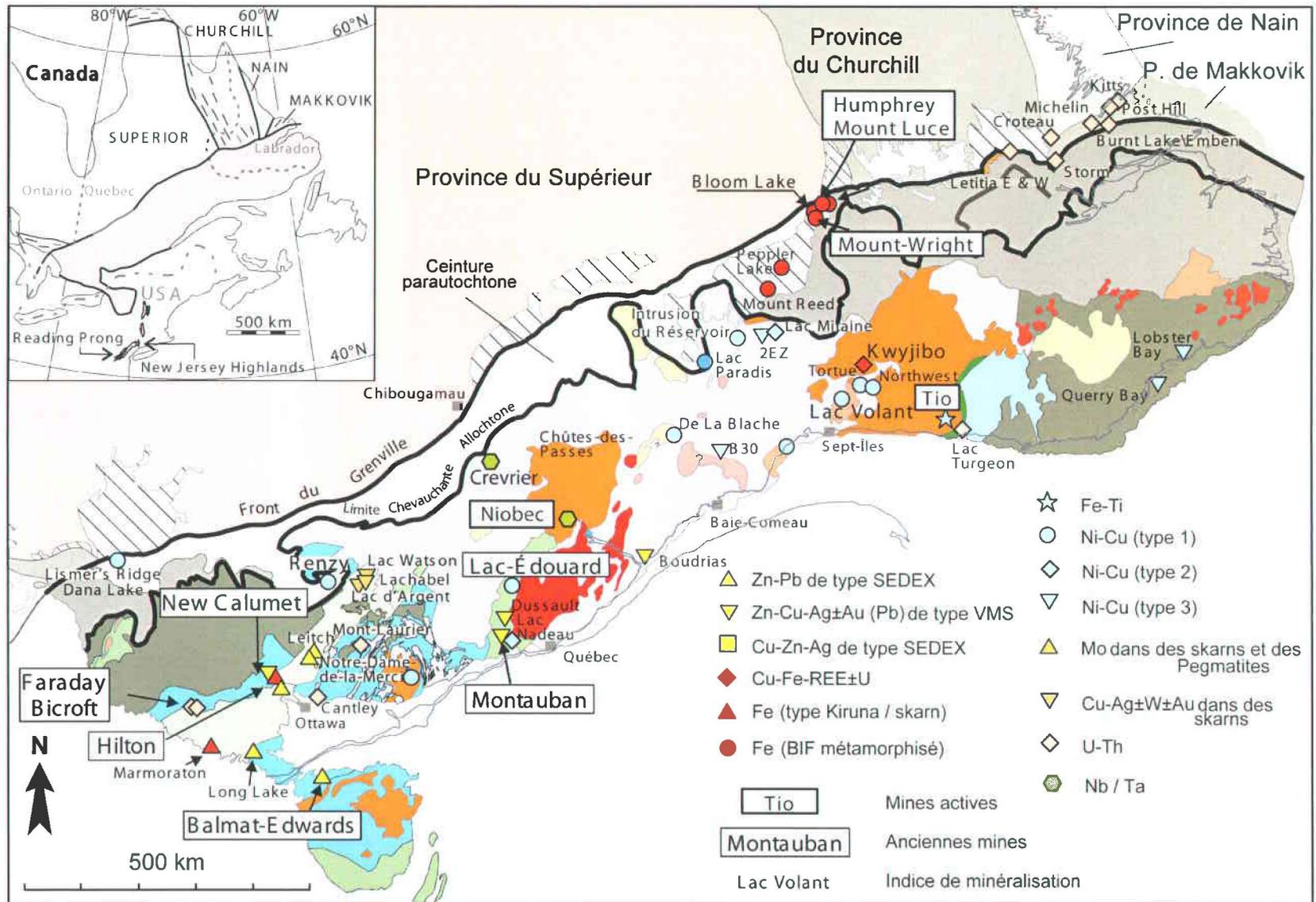
La Province de Grenville en Amérique du Nord (Figure 1.1) est considérée comme la racine profonde d'un orogène de type Himalayen (Dewey et Burke, 1973; Rivers, 1983, 2008; Davidson, 1984b; Windley, 1986; Ludden et Hynes, 2000a b; Jamieson et al., 2007; Hynes et Rivers, 2010; McLelland et al., 2010a). Cependant l'histoire tectonique de la Province de Grenville est plus riche et complexe que la simple collision continentale finale (Rivers, 1997, 2008; Dickin et McNutt, 2007; Jamieson et al., 2007; Davidson, 2008; Hynes et Rivers, 2010; McLelland et al., 2010a), avec entre autres l'existence d'arcs magmatiques et de nombreuses



2

phases orogéniques pendant le cycle orogénique grenvillien (1.29-0.98 Ga; Moore et Thompson, 1980; McLelland et al., 1996; Rivers, 1997; Gower et Krogh, 2002; Davidson, 2008; Bartholomew et Hatcher Jr, 2010; Dickin et al., 2010) qui ont favorisé le développement d'un magmatisme varié et d'un métamorphisme de haut grade (Rivers, 1997, 2009; Gower et Krogh, 2003; Hynes et Rivers, 2010; McLelland et al., 2010a, b). Comparativement aux camps miniers classiques, les terrains gneissiques potentiellement prospectifs du Bouclier canadien comme ceux de la Province de Grenville sont restés sous évalués et sont rarement des endroits privilégiés par les compagnies minières (Corriveau et Clark, 2005; Bonnet et Corriveau, 2007a, b; Corriveau et al., 2007). Pourtant, la Province de Grenville n'est pas stérile, car malgré le métamorphisme de haut-grade, des exploitations sont présentes et relativement diversifiées (Figure 1.2; Gauthier et Chartrand, 2005; Corriveau et al., 2007). En effet, cette province est la plus importante province productrice de titane au monde (Stanaway, 1996), et elle renferme le plus important dépôt mondial de zinc « non sulfuré » (Hitzman et al., 2003). Des districts de zinc de classe mondiale sont situés au SO de la province dans les districts de Franklin Furnace – Sterling Hill au New Jersey pour les gîtes de zinc non sulfurés et de Balmat-Edwards dans l'état de New York pour les gîtes sulfurés (Gauthier et Chartrand, 2005; Corriveau et al., 2007). La Province de Grenville est également une source importante de gisements de fer au Canada (Neal, 2000). De plus, de nombreuses mines moins importantes ont été exploitées par le passé comme les mines de Zn-Pb-Ag-Au (\pm Cu) de New Calumet et de Montauban (Corriveau et al., 2007), des mines d'uranium comme Bicroft et d'autres dans le district de Bancroft, ou le sont encore comme la mine de Nb de Niobec (Belzile, 2009) et le projet minier de Crevier (Bureau, 2010) dans la région du Lac Saint-Jean. De nombreuses autres petites exploitations d'or, de fer, de molybdénite, *etc.*, sont ou ont été en activités dans la Province de Grenville (Gauthier et al., 2004; Gauthier et Chartrand, 2005; Corriveau et al., 2007). De plus, à l'échelle mondiale, les terrains précambriens de haut grade métamorphique renferment de nombreux gisements métallifères associés à des contextes volcano-plutoniques comme en Scandinavie, en Australie

Figure 1.1 : Carte lithotectonique et paléoenvironnementale simplifiée de la Province de Grenville modifiée à partir de Corriveau et al. (2007) et Davidson (2008), montrant les principales composantes de la province et les provinces avoisinantes. AMCG = anorthosite-mangérite-charnockite-granite et Gp = groupe. AH : Adirondack Highlands; AL : Adirondack Lowlands; Ba : terrain de Bancroft; CCG : ceinture centrale de gneiss; CMB-Q : ceinture métasédimentaire centrale au Québec (CMB-Q pour Central Metasedimentary Belt of Québec); E : terrain d'Elzévir; F : terrain de Frontenac; HR : terrain de Hawke River; HSP : domaine AMCG du Havre Saint-Pierre; LR : ceinture supracrustale de La Romaine; LSJ : domaine AMCG du Lac Saint-Jean; LJ : terrain du Lake Joseph; M : terrain de Morin; MM : terrain de Mealy Mountains; P : terrain de Pinware; PS : domaine de Parry Sound; PL : domaine AMCG du Parc des Laurentides; PM : terrain de Portneuf-Mauricie; RC : terrain du Réservoir Cabonga; RT : terrain du Réservoir Taureau; SCGP : domaine sud-central de la Province de Grenville ou Québecia (SCGP pour South-Central Grenville Province); W : groupe de Wakeham.



ou au Zimbabwe (gîtes de type oxydes de fer cuivre-or, sulfures massifs volcanogènes, épithermaux, porphyres) et sont considérés comme des cibles d'exploration importantes (Bonnet et Corriveau, 2007a, b; Corriveau et al., 2007). Les découvertes des gisements d'Éléonore (Ravenelle et al., 2010) au Québec, de Tropicana-Havana, et de Beachcomber (Doyle et al., 2009) et de Challenger (McFarlane et al., 2007) en Australie attestent du potentiel des terrains de haut grade métamorphique. Pour contribuer à relancer l'exploration dans la Province de Grenville, il apparaît donc essentiel d'améliorer nos connaissances sur cet orogène pour cibler de nouveaux secteurs favorables pour l'exploration.

L'existence de grandes structures transverses d'échelle crustale et lithosphérique et leur contribution à la formation de gîtes minéraux par la canalisation de magmas et de fluides hydrothermaux et magmatiques (y compris ceux dérivés du manteau) (O'Driscoll, 1985; Glen et Walshe, 1999; Hill et al., 2002; Neubauer et al., 2005; Lund, 2008) demeurent sous-évaluées dans l'orogène grenvillien. Pourtant ce type de structure et leur importance dans la formation de zones minéralisées ont été documentés dans de nombreux orogènes, arcs continentaux et arcs insulaires phanérozoïques, en particulier dans l'orogène de Nouvelle Guinée (Hill et al., 2002; Hill et Hall, 2003), dans l'arc continental et insulaire indonésien (Garwin, 2000, 2002), le long de la marge andine en Argentine (Chernicoff et al., 2002) et lors d'épisode extensionnaire au Nevada (Crafford et Grauch, 2002b).

La Province de Grenville au SO du Québec est caractérisée par une orientation régionale NE-SO dominante des structures et des unités lithologiques. Les structures de premier ordre cartographiées et imagées sur les profils sismiques Lithoprobe Abitibi-Grenville correspondent à des structures chevauchantes à pendage vers le SE localement réactivées en extension (Clowes et al., 1996; Martignole et Calvert, 1996; Martignole et al., 2000). Alors que plusieurs zones de cisaillement ductiles perpendiculaires à la direction générale de l'orogène ont été cartographiées dans le NE de la Province de Grenville (Rivers, 1983; van Gool, 1992; Gower et al., 2008; van Gool et al., 2008) et en Ontario (Harris et al., 2010), des structures comparables n'ont pas encore été documentées dans le SO de la province au Québec. L'absence sur les cartes géologiques de telles structures n'implique pas nécessairement qu'elles n'existent pas ou n'affectent pas l'orogène, car leurs présences ont pu être masquées subséquentement lors des phases accréctionnaires, orogéniques et magmatiques du cycle orogénique grenvillien.

Figure 1.2 : Carte géologique simplifiée de la Province de Grenville (Figure 1.1) modifiée à partir de Corriveau et al. (2007) et Davidson (2008), indiquant la localisation des principales mines actives, de celles qui ne sont plus en production, ainsi que les principaux indices de minéralisation modifiés à partir de Corriveau et al. (2007).

L'identification de structures crustales à lithosphériques transverses, ainsi que la compréhension de leur rôle dans l'évolution géotectonique du SO de la Province de Grenville au Québec permettrait d'améliorer notre compréhension de cette région de l'orogène et d'y identifier de nouveaux secteurs pour l'exploration minérale.

1.2. Objectifs et méthodologie

Basé sur l'hypothèse que de grandes structures transverses grenvilliennes ou pré-grenvilliennes ont pu exister au cours de l'histoire géotectonique de la Province de Grenville, et sur les interprétations préliminaires de Lyal Harris basées sur des cartes gravimétriques existantes (données non publiées), cette thèse propose de vérifier leurs existences au SO du Québec et de déterminer leurs origines, et leurs implications dans la construction de l'orogène, dans la mise en place de suites intrusives et leur potentiel pour l'exploration.

Cette étude combine l'interprétation de données du champ potentiel à différentes échelles et une étude de terrain suivant trois principaux objectifs.

Le premier objectif de l'étude est de vérifier l'existence et l'origine de structures transverses crustales ou lithosphériques dans le SO de la Province de Grenville au Québec.

À l'image des lignes tracées sur les profils sismiques matérialisant des contacts lithologiques ou des failles/cisaillements (ex : Martignole et al., 2000; Corriveau et Morin, 2000), l'étude des linéaments gravimétriques consiste à identifier et tracer des contacts continus entre des domaines gravimétriques contrastés pouvant s'apparenter à des contacts lithologiques ou des failles et/ou des cisaillements. L'étude de linéaments est de plus en plus utilisée en géologie (ex : Faure, 2003 sur l'ensemble du Québec) et est une méthode servant à localiser et caractériser les failles et structures d'échelle crustale, récentes ou anciennes, impliquées dans la formation de gisements et dans l'édification des orogènes (Hildenbrand et al., 2000; Boyce et Morris, 2002; Chernicoff et al., 2002; Crafford et Grauch, 2002b; Master, 2006; Chennouf et al., 2007; Austin et Blenkinsop, 2008; Sunil et al., 2010). Un exemple classique d'utilisation des linéaments gravimétriques est la découverte du gisement de type oxyde de fer cuivre-or d'Olympic Dam en Australie qui est en partie basée sur l'interprétation tectonique de linéaments régionaux (O'Driscoll, 1985, 1986; Lalor, 1987; O'Driscoll et Boucher, 1998; Esdale et al., 2003).

Bien que l'étude et la discussion se concentrent sur l'interprétation et la signification géologique des linéaments gravimétriques dans le SO du Québec, les données présentées dans cette thèse couvrent également le SO de la Province de Grenville en Ontario, le SE de la Province du Supérieur, ainsi que la partie sud-centrale de la Province de Grenville au Québec (ou Québécois : Dickin, 2000; Davidson, 2008; Dickin et al., 2010). Cette approche plus régionale que notre secteur d'intérêt, est nécessaire afin d'identifier les discontinuités les plus importantes qui ont également pu affecter les provinces géologiques avoisinantes. Des données de tomographie sismique à 100 km de profondeur (données de Burdick et al., 2008 retraitées par Harris et Paucar-Munoz, communication personnelle) ont également été utilisées pour établir la nature lithosphérique de certains linéaments.

Le deuxième objectif de l'étude est d'établir l'expression géologique des linéaments transverses identifiés à l'échelle régionale dans l'orogène grenvillien au SO du Québec.

Les données de l'anomalie de Bouguer et du champ magnétique total couvrent l'ensemble du SO de la Province de Grenville au Québec et fournissent une information importante et complémentaire sur la distribution des roches tant en surface qu'en profondeur (voir Chapitre 3). Malgré leur disponibilité publique, ces données ne sont pas toujours exploitées autant qu'elles le pourraient dans la Province de Grenville, mais sont pourtant couramment utilisées pour la cartographie géologique (Anecchione et al., 2001; Boyce et Morris, 2002; Chernicoff et Zappettini, 2004; Parsons et al., 2006; Stewart et al., 2009), lors d'études structurales (Fichler et al., 1999; Barbosa et al., 2007; Chennouf et al., 2007; Lyngsie et Thybo, 2007; Kumar et al., 2009) ou en exploration (Crafford et Grauch, 2002b; Nabighian et al., 2005a, b; Porwal et al., 2006; Glen et al., 2007; Crawford et al., 2010). Une interprétation des données gravimétriques et aéromagnétiques couvrant le SO de la Province du Grenville au Québec, intégrant les cartes géologiques existantes et l'information provenant des diverses études structurales, géochronologiques, géophysiques, géochimiques déjà réalisées a permis d'illustrer le rôle des structures transverses nouvellement identifiées dans la localisation et l'orientation des structures et des limites des terrains, et la mise en place de roches intrusives au SO du Québec. La comparaison des données de type et de sources différentes, et l'interprétation géologique a été facilitée par la compilation des données géoscientifiques au sein d'un système d'information géographique (SIG; voir chapitre 3).

Le troisième objectif de la thèse est de vérifier l'implication des structures transverses crustales à lithosphériques à l'échelle locale dans la mise en place de roches intrusives, la migration de fluides et la formation de zones minéralisées.

Les structures d'échelles crustales à lithosphériques jouent un rôle très important dans les systèmes de minéralisation épigénétique, car elles canalisent le passage des fluides, conditionnent et focalisent l'interaction entre les fluides et la roche encaissante, et influencent la précipitation des métaux et leur concentration potentiellement économique (Drummond et al., 1998; Bierlein et al., 2006a, b; Groves et Bierlein, 2007; Ge et al., 2009; Austin et Blenkinsop, 2010). Un contrôle structural est fondamental dans la genèse de nombreux gisements dont les gîtes porphyriques Cu-Au, de type Carlin, de sulfures épithermaux, de type SEDEX, de sulfures massives volcanogènes et d'oxydes de fer cuivre-or \pm ETR \pm U (Cox et al., 2001; Crafford et Grauch, 2002a; Groves et Bierlein, 2007).

Le complexe gneissique de Bondy (voir Chapitre 2; Corriveau et al., 1996b; Blein et al., 2003; Bonnet et Corriveau, 2007a; Corriveau, sous presse) est un complexe volcano-plutonique daté à 1.4-1.35 Ga et métamorphisé au faciès des granulites (Corriveau et van Breemen, 2000; Wodicka et al., 2004). Il est traversé par la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud (voir Chapitre 5), interprétée dans cette thèse à partir des données gravimétriques régionales comme une zone de cisaillement formée lors de la réactivation d'une discontinuité lithosphérique : le linéament de Mont-Laurier (voir Chapitre 4). Le complexe gneissique de Bondy est l'hôte d'un système hydrothermal fossile présentant des indices pouvant s'apparenter à de la minéralisation de type épithermale acide et oxyde de fer cuivre-or (Corriveau et al., 1994, 1996; Blein et al., 2004; Antonoff et al., 2009). Les gisements d'oxyde de fer cuivre-or englobent différents types de zones minéralisées (Corriveau, 2007; Corriveau et al., 2010) qui sont caractérisées par un contrôle structural important, autant à l'échelle locale que régionale (Hitzman, 2000; Williams et al., 2005). La présence dans le complexe gneissique de Bondy de zones de minéralisation habituellement associées à des structures crustales et d'une zone de cisaillement régionale en font un site d'intérêt pour déterminer les implications locales d'une structure régionale marquée par un linéament transverse.

Un nouveau levé gravimétrique (voir Chapitres 3 et 6) a permis d'ajouter de nouvelles stations aux levés régionaux publics dans le but d'obtenir une carte gravimétrique plus détaillée au niveau du complexe gneissique de Bondy. Ces nouvelles données gravimétriques fournissent une information complémentaire sur la distribution des roches proches de la surface et combinée à l'interprétation d'un nouveau levé aéromagnétique de haute précision (voir

Chapitres 3, 6 et 7) et à une étude de terrain. Cette étude permet de mieux comprendre la géologie du secteur et les possibles implications de la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud dans la déformation, la formation et la possible remobilisation de zones minéralisées, ainsi que son rôle dans l'activité hydrothermale et intrusive dans le complexe gneissique de Bondy.

1.3. Contenu de la thèse et contribution de l'auteur

1.3.1. Contenu de la thèse

Cette thèse a été majoritairement écrite par l'auteur, toutefois, sa réalisation est l'aboutissement d'un travail d'équipe, et les différents chapitres ont ainsi grandement bénéficié des discussions et des révisions scientifiques, rédactionnelles et linguistiques des co-auteurs des articles. La réflexion sur les travaux a également profité de discussions avec la communauté géoscientifique de l'INRS-ETE et de la Commission géologique du Canada (CGC).

Le chapitre 2 revoit succinctement les grandes lignes de la géologie de la Province de Grenville et se veut complémentaire des différents contextes géologiques détaillés présentés dans les articles composant cette thèse.

Le chapitre 3 présente les données gravimétriques et magnétiques régionales et locales qui sont à la base des interprétations réalisées dans cette étude. Il traite également des différents filtres et rehaussements appliqués à ces données et leurs intérêts pour cette étude.

Cette thèse inclut quatre articles, publié, soumis ou à soumettre, qui correspondent aux chapitres 4, 5, 6 et 7 et composent le corps de cet ouvrage.

Chapitre 4 : *Tectonic models for the origin of regional transverse structures in the SW Grenville Province interpreted from regional gravity.*

Ce chapitre présente l'étude des linéaments gravimétriques régionaux sur une zone d'environ 700x700 km qui couvre la Province de Grenville et une partie des provinces avoisinantes au SO du Canada. La possible présence de structures transverses a été proposée par Lyal Harris. Les filtres et rehaussements appliqués aux données gravimétriques ont été effectués par l'auteur. L'identification des linéaments gravimétriques a été faite par l'auteur qui les a également

interprétés comme des failles de transfert. La possibilité que ces failles se soient initialement formées lors de la séparation entre les cratons du Supérieur et du Wyoming a été suggérée par Lyal Harris. Le traitement des données tomographiques a été réalisé par Lyal Harris et Hilda Paucar-Munoz (INRS-ETE).

Chapitre 5 : *Tectonic reactivation of transverse basement structures in the Grenville orogen of SW Quebec, Canada: insights from potential field data.*

Ce chapitre propose une interprétation tectonique d'échelle régionale des données gravimétriques et aéromagnétiques couvrant le SO de la Province de Grenville au Québec. Les filtres et rehaussements appliqués aux données gravimétriques et aéromagnétiques et les interprétations géologiques ont été faites par l'auteur, qui a proposé les modèles de mégakink et de corridors de cisaillement régionaux transverses. Les données de tomographie sismique dans ce chapitre sont celles présentées au Chapitre 4.

Chapitres 6 : *Gravity evidence for a mafic intrusion beneath a mineralized zone in the Bondy gneiss complex, Grenville Province, Quebec – Exploration implications.*

Ce chapitre présente les résultats d'une étude gravimétrique, faite à l'échelle locale (21x22 km), couvrant la partie N du complexe gneissique de Bondy. L'acquisition de nouvelles stations gravimétriques, la correction des valeurs gravimétriques relatives, l'interpolation et les filtres et rehaussements appliqués ont été faits par l'auteur. Jimmy Poulin (INRS-ETE) a apporté une aide pratique sur le terrain et son expertise en géomatique lors de la correction différentielle des enregistrements GPS (de l'information additionnelle sur le levé gravimétrique est disponible dans le Chapitre 3 et en annexe). L'interprétation des anomalies gravimétriques et des modélisations en 2D ont également été réalisées par l'auteur. La pétrologie des roches et la géochimie des zones d'altération présentées dans ces chapitres proviennent des travaux en cours de Vladimir Antonoff et Louise Corriveau, et de travaux antérieurs compilés dans un bulletin de la Commission géologique du Canada (Corriveau, sous presse).

Chapitre 7 : *Contrôle structural et magmatique sur la minéralisation de type IOCG dans le complexe gneissique de Bondy, Province de Grenville, Canada.*

Ce chapitre propose une interprétation structurale d'un nouveau levé aéromagnétique haute résolution (voir Chapitre 3) couvrant la partie N du complexe gneissique de Bondy, confortée par plusieurs observations faites sur le terrain. L'interprétation structurale a été faite par l'auteur, les filtres et rehaussements des données aéromagnétiques présentées dans ce chapitre ont été effectués par Lyal Harris. Les campagnes de terrains dans le complexe gneissique de Bondy ont été réalisées en collaboration avec Vladimir Antonoff (INRS-ETE), avec l'assistance occasionnelle de Lyal Harris (INRS-ETE) et Louise Corriveau (CGC). La pétrologie des roches et la géochimie des altérations présentées dans ce chapitre proviennent des travaux en cours de Vladimir Antonoff et Louise Corriveau et de travaux antérieurs compilés dans un bulletin de la Commission géologique du Canada (Corriveau, sous presse). Ce chapitre est la partie préliminaire d'une étude plus complète, actuellement en cours, tenant compte des réponses gravimétriques et magnétiques des altérations du complexe gneissique de Bondy.

Le chapitre 8 correspond à la conclusion générale de cet ouvrage reprenant les principaux résultats et des perspectives de travaux. La figure 8.3 a été faite par Lyal Harris et provient d'un article en préparation sur la relation entre l'activité sismique et les structures transverses dans la zone sismique de l'Ouest du Québec.

La structure et la mise en page initiale des articles ont été modifiées afin de conserver une cohérence entre les différents chapitres de la thèse. Dans un souci d'homogénéiser les différentes parties en anglais et en français certaines abréviations et références utilisées dans le document seront celles en anglais.

1.3.2. Projets parallèles

Dans l'intérêt d'approfondir pleinement le rôle des discontinuités transverses dans la formation de zones minéralisées dans la ceinture métasédimentaire centrale au Québec et l'étude du complexe gneissique de Bondy, trois projets complémentaires à celui présenté dans cette thèse sont en cours :

- Un projet de maîtrise, basé sur la signification des structures transverses dans la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, a été entrepris par Camille Armengaud à l'INRS-ETE à Québec sous la direction de Lyal B. Harris (directeur) et de Marc Richer-Laflèche (co-directeur). Cette étude, réalisée en partenariat avec Richmond Minerals Inc., propose

d'évaluer le contrôle des structures régionales sur la formation de zones minéralisées et d'altération, à l'aide des données aéromagnétiques régionales et de traverses radiométriques.

- Un projet de doctorat, basée sur une approche pétrologique et géochimique du complexe gneissique de Bondy, a été entrepris par Vladimir Antonoff à l'INRS-ETE à Québec sous la direction de Lyal B. Harris (directeur), Marc Richer-Lafèche et Louise Corriveau (co-directeurs). Cette thèse, réalisée en partenariat avec Richmond Minerals Inc., étudie la pétrologie et la géochimie des indices de minéralisation et des fluides impliqués dans la formation d'altération dans le complexe gneissique de Bondy. Elle aborde également les effets du métamorphisme sur les zones d'altération et de minéralisation précoces.

- Le projet IOCG-Métaux multiples, région du Grand lac de L'Ours sur les systèmes hydrothermaux de type oxydes de fer cuivre-or canadiens, leurs empreintes géologiques et géophysiques et leurs contrôles de minéralisation en terrains peu à très métamorphisés au sein du programme Géocartographie de l'Énergie et des Minéraux de Ressources naturelles Canada sous la direction de Louise Corriveau, sa contribution dans cette thèse se faisant au sein des programmes de l'IGC et de GEM de la Commission géologique du Canada.

1.3.3. Autres contributions

L'auteur est également impliqué aux projets parallèles présentés à la section 1.3.2 et a ainsi collaboré aux travaux de :

- Vladimir Antonoff, sur l'étude du complexe gneissique de Bondy, où il a contribué aux campagnes de terrain et aux discussions sur les résultats des analyses chimiques. Il a également participé à l'intégration d'observations structurales et à la comparaison des données géophysiques aux données géochimiques et sera co-auteur d'article(s) à venir :

Titre(s) non défini(s).

- Camille Armengaud, qui a intégrée une partie des interprétations faites dans cette thèse sur la ceinture métasédimentaire centrale au Québec et dans le complexe gneissique de Bondy dans son projet. L'auteur sera co-auteur d'un article en préparation :

*Armengaud, C., Harris, L.B., **Dufrécho** G. Characterization of crustal-scale structures interpreted from geophysical data applied to exploration for hydrothermal mineralization in the Grenville Province, South West Quebec (Canada). Mineralium Deposita. (titre provisoire).*

- Lyal Harris, sur la possible présence de structures comparables à celles interprétées dans cette thèse au SO de la Province de Grenville et sur l'implication des structures interprétées dans cette thèse sur l'activité sismique. L'auteur a contribué aux discussions sur les interprétations et a fourni de l'aide pratique. Deux articles sont en préparation à un stade avancé :

Harris, L.B., Dufrechou, G., Armengaud, C., Johnson, E.L. Localization of zinc deposits in the North American Grenville Province along deep-crustal transverse structures interpreted from regional gravity. Economic Geology.

Harris L.B., Dufrechou G., Deep crustal fault control on earthquakes in the Adirondack Mountains – Western Quebec seismic zone. International Journal of Earth Sciences (Titre et journal provisoire).

L'auteur a participé à la rédaction de plusieurs rapports sur le complexe gneissique de Bondy pour la division des levés géodésiques de Ressources naturelles Canada et pour Richmond Minerals Inc. avec Vladimir Antonoff, Lyal Harris et Marc Richer-Laflèche :

Étude gravimétrique du complexe gneissique de Bondy, réserve faunique de Papineau-Labelle, Québec. 2007. Division des levés géodésiques, Ressources naturelles Canada, 21 p. (Annexe A).

Preliminary results of geophysical, field, and geochemical studies applied to mineral exploration in the Bondy gneiss complex, Grenville Province, SW Quebec. November 2007, Progress report prepared for Richmond Minerals Inc., 48 p (rapport confidentiel).

Geophysical, field, and geochemical studies applied to mineral exploration in the Bondy gneiss complex, Grenville Province, SW Quebec. January 2008, Progress report prepared for Richmond Minerals Inc, 8 p, (rapport confidentiel).

Application of a ground gravity survey in targeting magnetite-sulphide mineralization in the Bondy gneiss complex, Grenville Province, Quebec, Canada. Richmond Minerals Inc, 3 p. <http://www.richmondminerals.com/pdfs/INRSBondyAbstract.pdf> (accès mai 2011). (Annexe K).

Plusieurs présentations sous forme orales et affiches ont été présentées dans des congrès canadiens et internationaux (voir annexes pour liens) :

- Harris, L.B., **Dufré**chou, G., Armengaud, C., Johnson, E.L., 2010. The role of deep-crustal transverse structures interpreted from regional gravity in the localization and deformation of zinc deposits in the North American Grenville Province. Irish Association for Economic Geology, Zinc 2010, Cork, Ireland, abstract with extended abstract volume. http://www.iaeg.org/docs/2010/Zinc2010_Abstracts.pdf (accès mai 2011). (Annexe J)
- Dufré**chou, G., Harris, L.B., 2009. Existence de discontinuités transverses profondes impliquées dans l'histoire géodynamique et métallogénique du sud-ouest de la Province de Grenville au Québec, Canada. Québec Exploration 2009, Québec. <http://www.quebecexploration.qc.ca/exposition-geoscientifique-185.asp> (accès mai 2011). (Annexe I)
- Antonoff, V., Richer-LaFlèche, M., Corriveau, L., **Dufré**chou, G., Harris, L.B., 2009. Altération argilique avancée métamorphisée au sein du complexe gneissique de Bondy, Province de Grenville, Québec : métallotecte pour l'exploration de systèmes de type épithermal métamorphisés? Québec Exploration 2009, Québec. <http://www.quebecexploration.qc.ca/2009/exposition-geoscientifique-175BC.asp> (accès mai 2011). (Annexe H)
- Dufré**chou, G., Antonoff, V., Harris, L.B., 2009. Utilisation d'un levé gravimétrique pour la localisation de minéralisation en sulfure et magnétite dans le complexe gneissique de Bondy, Province de Grenville, Québec. 10^{ème} édition des Journée des Sciences de la Terre et de l'Environnement, Université Laval, 27 mars 2009, Québec. (Annexe G)
- Dufré**chou, G., Poulin, J., Harris, L.B., Antonoff, V., 2008. Étude gravimétrique du complexe gneissique de Bondy, Province de Grenville, Québec. Québec Exploration 2008, Québec. <http://richmondminerals.com/pdfs/QExplo2008.pdf> (accès mai 2011). (Annexe F)
- Dufré**chou, G., Antonoff, V., Harris, L.B., Corriveau, L., Richer-Laflèche, M., 2008. Evidence for superposed, post-peak metamorphic magnetite-sulphide mineralization related to NE-striking shear zones in the Bondy gneiss complex, Grenville Province, Quebec. Congrès annuel Association géologique du Canada-Association minéralogique du Canada, 26-28 mai 2008, Québec, résumés volume 33. http://www.gac.ca/activities/abstracts/2973_Abst...pdf (accès mai 2011). (Annexe E)
- Dufré**chou, G., Antonoff, V., Harris, L.B., Corriveau, L., Richer-Laflèche, M., 2008. Zones de cisaillement N40° associées à une minéralisation en sulfures et magnétite dans le

complexe gneissique de Bondy, Province de Grenville, Québec. 3^{ième} colloque De Launay, 23-24 Avril 2008, Nancy, France. (Annexe E).

Chapitre 2. Contexte géologique

2.1. Introduction

La Province de Grenville dont le nom provient du village de Grenville au Québec (Logan, 1863) représente le segment continu d'orogène de la fin du Mésoprotérozoïque le plus long du monde (Davidson, 1995). La Province de Grenville, formée au SE du craton de Laurentia, correspond à la plus jeune ceinture orogénique du Bouclier canadien (Davidson, 1995, 1998). Cette province géologique occupe une large partie du SE du Canada, principalement au Québec, mais également en Ontario et au Labrador, et se poursuit aux Etats-Unis essentiellement dans l'état de New-York. Une grande partie de la Province de Grenville qui n'affleure pas se prolonge vers le SE jusqu'au Texas et au Mexique (Rivers, 1997; Tollo et al., 2005; Davidson, 2008).

2.2. Histoire géotectonique de la Province de Grenville

2.2.1. Événements pré-grenvilliens

Plusieurs périodes orogéniques sont associées à la formation des composantes de la Province de Grenville (voir McLelland et al., 2010a) : l'orogénèse pénokéenne de 1.9 à 1.6 Ga (Dickin et McNutt, 1989; Dickin, 2000), l'orogénèse labradorienne de 1.7 à 1.6 Ga (Gower et al., 1997; Gower et Krogh, 2002; Gower et Krogh, 2003) et l'orogénèse pinwarienne vers 1.5 Ga (Tucker et Gower, 1994; Gower et Krogh, 2002; Corriveau et Bonnet, 2005) sont documentés régionalement dans la Province de Grenville. Parmi ces événements, seule l'orogénèse pénokéenne a été documentée au SO du Québec (Dickin et McNutt, 1989; Dickin, 2000).

Entre 1.5 et 1.3 Ga un arc continental s'est formé à la marge SE de Laurentia, et le long duquel plusieurs arcs insulaires et bassins et rifts d'arrière-arc se sont développés (Tucker et Gower, 1994; McLelland et al., 1996; Rivers et Corrigan, 2000; Dickin et McNutt, 2007; Slagstad et al., 2009; Hynes et Rivers, 2010; McLelland et al., 2010a). Au cours de leur existence, les arcs étaient caractérisés par une alternance entre des périodes de raccourcissement et d'extension;

les périodes d'extension correspondaient au développement de bassins d'arrière-arc et les périodes en compression correspondaient à la fermeture de ces bassins et à l'accrétion d'arcs (Rivers, 1997; Rivers et Corrigan, 2000; Hynes et Rivers, 2010 et références citées). On retrouve au SO du Québec une série de complexes gneissiques granitiques à tonalitiques datés de 1.4 Ga à 1.35 Ga, qui possède une signature d'arrière-arc ainsi que des affinités d'arc océanique bâti sur une mince croûte continentale daté à 1.4-1.35 Ga (Blein et al., 2003; Wodicka et al., 2004) ou d'arc continental daté à 1.4 Ga (Nantel et Pintson, 2002) dans la ceinture métasédimentaire centrale au Québec (voir section 2.3.2.1.) et le groupe de Montauban composé des roches volcaniques d'arc de 1.45 Ga (Corrigan et van Breemen, 1997; Hanmer et al., 2000) dans le terrain de Portneuf-Mauricie.

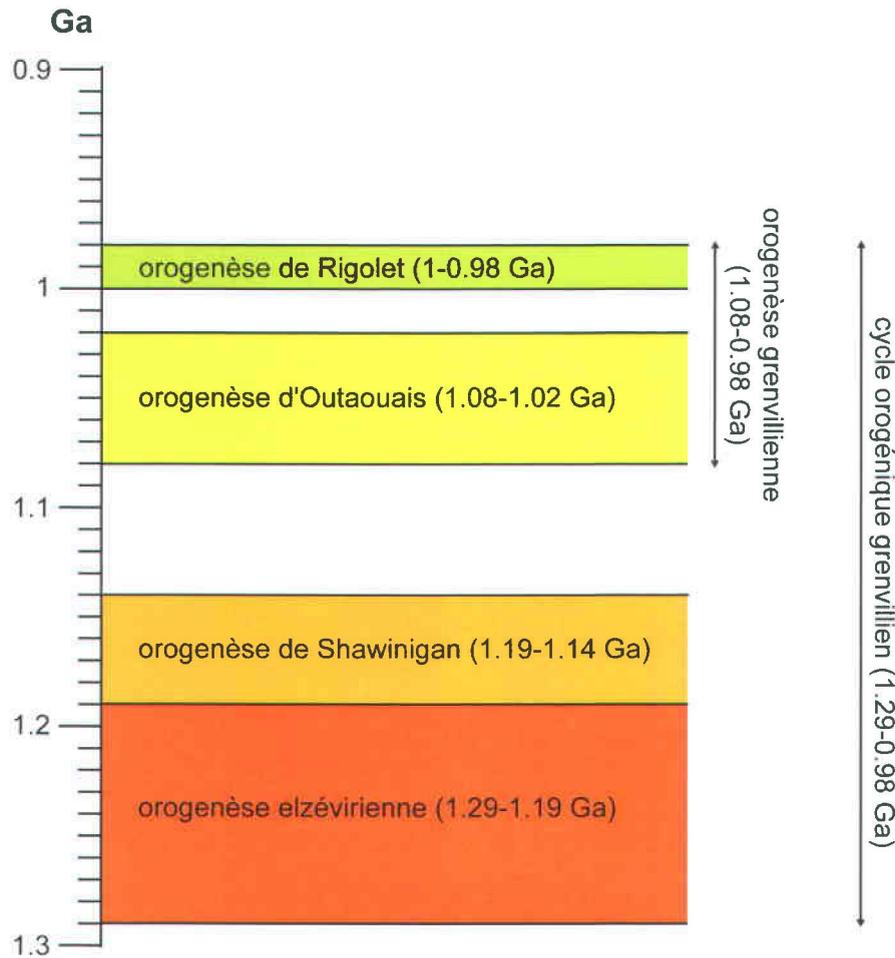


Figure 2.1 : Échelle de temps définissant le cycle orogénique grenvillien utilisée dans cette thèse d'après Davidson (2008), présentant les différents intervalles de temps utilisés pour les périodes orogéniques composant le cycle orogénique grenvillien.

2.2.2. L'orogénèse grenvillienne et le cycle orogénique grenvillien

L'orogénèse grenvillienne fait référence à la collision terminale continent-continent entre le craton de Laurentia et un autre continent qui a affecté l'ensemble des composantes de la province et qui a abouti à la formation de cet orogène (Gower et Krogh, 2002; Rivers, 2008). L'identité du continent qui est rentré en collision avec Laurentia lors de cette phase orogénique est incertaine, mais l'Amérique du Sud (craton Amazonia) est proposée (Wasteneys et al., 1995; Li et al., 2008; Bogdanova et al., 2009).

Plusieurs cadres de références, proposés pour les événements définissant l'orogénèse grenvillienne (Moore et Thompson, 1980; McLelland et al., 1996; Rivers, 1997; Gower et Krogh, 2002; Rivers, 2008), montrent les difficultés rencontrées pour établir un modèle commun pour l'ensemble de la province (Tollo et al., 2004).

Basé sur l'étude du groupe de Flinton (1.08-1.05 Ga) en Ontario dont le dépôt s'est fait après le magmatisme d'arc d'Elzévir (1.3-1.25 Ga), une période de soulèvement puis d'érosion ayant précédé un épisode de métamorphisme régional majeur, Moore et Thompson (1980) définissent les orogénèses elzévirienne et de l'Outaouais et proposent que l'orogénèse elzévirienne soit antérieure au groupe de Flinton et que l'orogénèse de l'Outaouais le postdate. Par analogie avec le cycle orogénique paléozoïque appalachien (Rodgers, 1967), Moore et Thompson (1980) regroupe les orogénèses elzévirienne et de l'Outaouais et définissent le cycle orogénique grenvillien (Figure 2.1).

Rivers (1997) définit l'orogénèse grenvillienne comme la collision continent-continent finale de 1.19-0.98 Ga comprenant trois orogénèses distinctes de chevauchement et de métamorphisme de haut grade suggérant les noms d'orogénèses de Shawinigan 1.19-1.14 Ga, d'Outaouais 1.08-1.02 Ga et de Rigolet 1.01-0.98 Ga, séparées par des périodes d'extension (Rivers et al., 2002a, b). Gower et Krogh (2002) définissent l'orogénèse grenvillienne comme s'échelonnant entre 1.08 et 0.98 Ga, considérant que seule l'activité tectonique durant cette période a affecté l'ensemble de la province. Ils suggèrent également que l'orogénèse grenvillienne a atteint son paroxysme en des temps différents à travers l'orogène suivant un modèle d'orogène de point de pression (Gower et al., 2008). C'est cette définition de l'orogénèse grenvillienne qui est utilisée dans cette thèse.

Dans cette thèse, le cycle orogénique grenvillien correspond à l'intervalle de temps 1.29-0.98 Ga proposé dans Davidson (2008), qui combine les modèles de Rivers (1997, 2008) et de Gower et Krogh (2002) et intègre à l'orogénèse grenvillienne de 1.08-0.98 Ga et ces deux

phases orogéniques : l'Outaouais 1.08 à 1.02 Ga et le Rigolet de 1.00 à 0.98 Ga, l'orogénèse elzévirienne 1.29 à 1.19 Ga et de l'orogénèse de Shawinigan 1.19 à 1.14 Ga qui sont restreintes aux terrains dans le SO de la Province de Grenville (Figure 2.1).

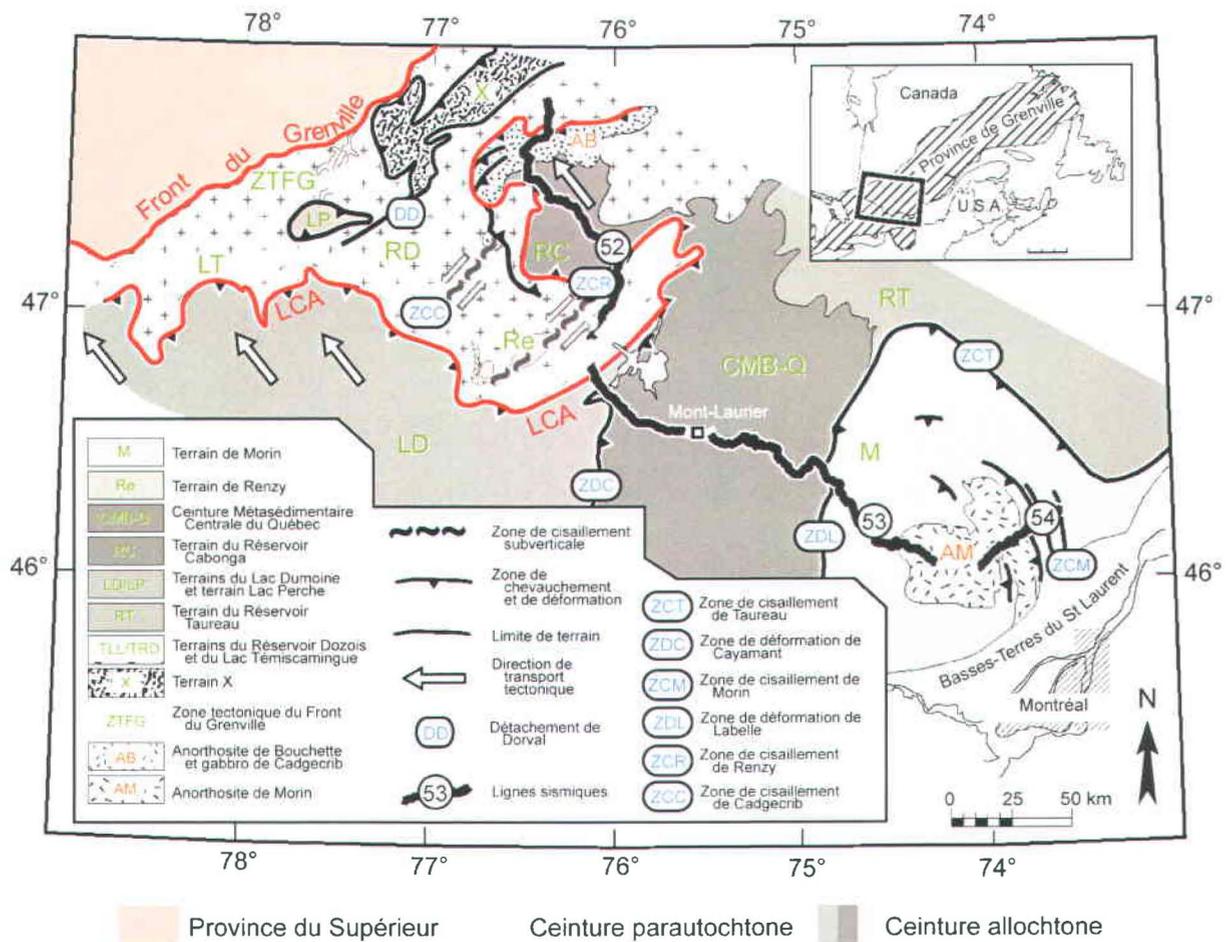


Figure 2.2 : Carte lithotectonique simplifiée de la Province de Grenville au SO du Québec, modifiée à partir de Martignole et al. (2000), montrant la localisation des lignes sismiques 52, 53 et 54 du programme Lithoprobe Abitibi-Grenville et les principaux terrains composant les ceintures parautochtone et allochtone. LCA : Limite Chevauchante Allochtone.

2.3. La Province de Grenville au SO du Québec

L'orogène grenvillien correspond à une imbrication d'importants domaines et terrains formant un empilement d'échelle crustale le long de zones de cisaillements avec un pendage vers le SE (Rivers, 1997; Ludden et Hynes, 2000b; Martignole et al., 2000) le long du craton de Laurentia qui correspond à l'Autochtone dans la nomenclature de Rivers et al. (1989). La Province de Grenville est subdivisée en deux principales ceintures : la ceinture parautochtone ou le Parautochtone et la ceinture allochtone ou l'Allochtone (Figure 1.1; Rivers et al., 1989). Ces deux ceintures sont subdivisées en de nombreux terrains (Figure 2.2) séparés par des zones de cisaillement actives, durant, et à la suite de l'assemblage (Rivers et al., 1989; Rivers, 1997). La nature des déplacements le long de ces zones de déformation n'a pas encore été clairement établie dans le détail. Le transport vers le NO suppose que ces zones soient chevauchantes, mais certaines zones ont été décrites comme associées à un mouvement décrochant (Martignole et Friedman, 1998; Martignole et al., 2000). Les phases orogéniques ont été suivies par des périodes d'extension (Busch et al., 1996; Corrigan et Hanmer, 1997; Martignole et al., 2000; White et al., 2000; Harris et al., 2001; Rivers, 2008; McLelland et al., 2010a, b). Certaines des failles imagés sur les coupes sismiques refractions (Figure 2.3) sont associées à ces phases extensionnaires sont d'échelle crustale, alors que d'autres prennent racine à des profondeurs crustales moyennes (White et al., 2000; Martignole et al., 2000).

2.3.1. La ceinture parautochtone

La ceinture parautochtone (Figure 2.2) correspond à des terrains principalement archéens qui ont été déformés et métamorphisés entre autres durant l'orogénèse grenvillienne (Rivers et al., 1989; Richer-LaFlèche et al., 2005). On retrouve ainsi des gneiss de haut grade métamorphique, principalement des gneiss quartzofeldspathiques et des amphibolites, dont l'âge archéen les protolithes a été identifié (Doig, 1977; Indares et Martignole, 1990a; Daigneault et Allard, 1994; Krogh, 1994; Bandyayera et al., 2005). La limite NO de la ceinture parautochtone est le Front du Grenville (Figure 1.1 et Figure 2.2) et correspond à la frontière de la Province de Grenville avec les roches archéennes autochtones (Wynne-Edwards, 1972; Indares et Martignole, 1989). Le Front du Grenville n'est pas une suture (*p. ex.* Rivers, 1983; Rivers, 1997), mais une structure majeure composée de chevauchements d'échelle crustale qui recourent l'orientation des structures de la Province du Supérieur (Ludden et Hynes, 2000b;

Davidson, 2001; Martignole et Martelat, 2005; Rivers, 2009), et qui est localement associée à un amincissement de la croûte (Figure 2.3; Carr et al., 2000b; Martignole et al., 2000). Une fabrique grenvillienne affecte les roches du SE de la Province du Supérieur à proximité du Front du Grenville (Allard, 1976; Baker, 1980; Daigneault, 1991; Daigneault et Allard, 1994; Bandyayera et al., 2005). Au Québec, la ceinture parautochtone pénètre à l'intérieur de la Province de Grenville jusqu'à 150 km du Front du Grenville (Figure 2.2).

La ceinture parautochtone au SO du Québec est composée de trois principaux terrains (Figure 2.2) : (i) la zone tectonique du Front du Grenville qui est limitée au NO par le Front du Grenville et au SE par le détachement de Dorval (Martignole et Friedman, 1998; Martignole et Martelat, 2005; Rivers, 2009), (ii) le terrain du Réservoir Dozois (Indares et Martignole, 1990a; Martignole et Pouget, 1994) limité au NO par le détachement de Dorval et séparé (iii) du promontoire Baskatong (Dickin, 2000; Martignole et Calvert, 1996; Montreuil et Constantin, 2010) au SE par la zone de cisaillement de Renzy (Dickin et al., 1989; Martignole et al., 2000; Montreuil et Constantin, 2010).

Le profil sismique Lithoprobe Abitibi-Grenville réalisé dans la partie québécoise de la Province de Grenville (Figure 2.3; Martignole et Calvert, 1996; Martignole et al., 2000) montre un pendage du Front du Grenville vers le SE et définit la croûte parautochtone comme une composante majeure de la croûte grenvillienne en termes de volume. Le profil sismique montre également que l'épaisseur moyenne de la croûte grenvillienne est d'environ 44 km (Martignole et Calvert, 1996; Martignole et al., 2000).

Une description plus approfondie des différents terrains de la ceinture parautochtone au SO du Québec est faite dans le chapitre 5.

2.3.2. La ceinture allochtone

La ceinture allochtone a été largement construite lors d'événements magmatiques de la fin du Paléoprotérozoïque et du Mésoprotérozoïque le long de la marge laurentienne (Rivers et al., 1989; Rivers, 1997, 2008; Davidson, 2008). Les ceintures allochtone et parautochtone sont séparées par une zone de chevauchement majeure, parallèle à la direction générale de l'orogène, la Limite Chevauchante Allochtone (Figure 1.1 et Figure 2.2; Rivers et al., 1989).

La ceinture allochtone, regroupant des terrains paléo- et mésoprotérozoïques chevauchant la ceinture parautochtone, peut être séparée en deux domaines : la ceinture allochtone

polycyclique, qui a subi plus d'un cycle orogénique et la ceinture allochtone monocyclique qui n'aurait été affecté que par le cycle orogénique grenvillien (Rivers et al., 1989). Cependant, des composantes polycycliques, constituées d'assemblages supracrustaux remontant jusqu'à 1.4 Ga ont été identifiées au SO du Québec (Corrigan et van Breemen, 1997; Hanmer et al., 2000; Nantel et Pintson, 2002; Blein et al., 2003; Wodicka et al., 2004) et par conséquent cette nomenclature ne sera pas utilisée dans cette thèse.

La ceinture allochtone dans le SO de la Province de Grenville au Québec est composée du terrain du Lac Dumoine, de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, du terrain du Réservoir Cabonga, du terrain de Morin, du terrain du Réservoir Taureau et des quelques klippes allochtones reposant sur la ceinture parautochtone (Figure 2.2).

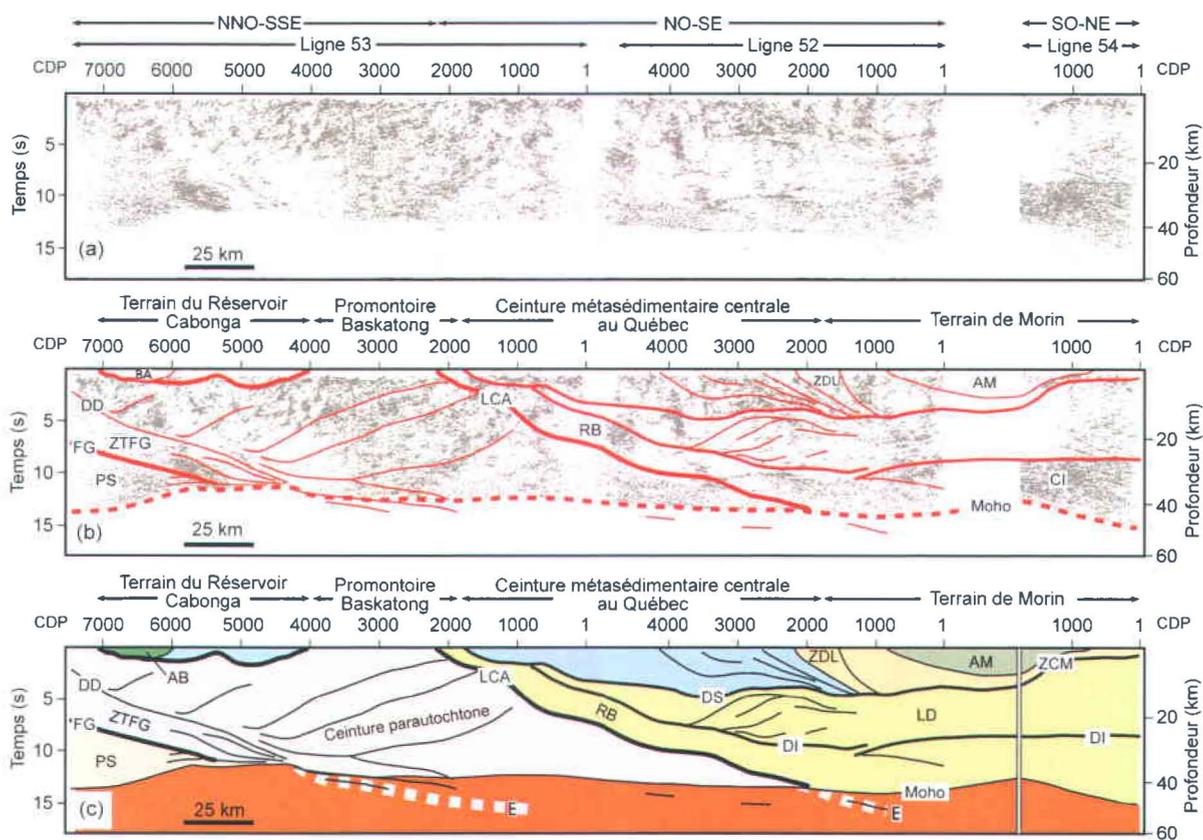
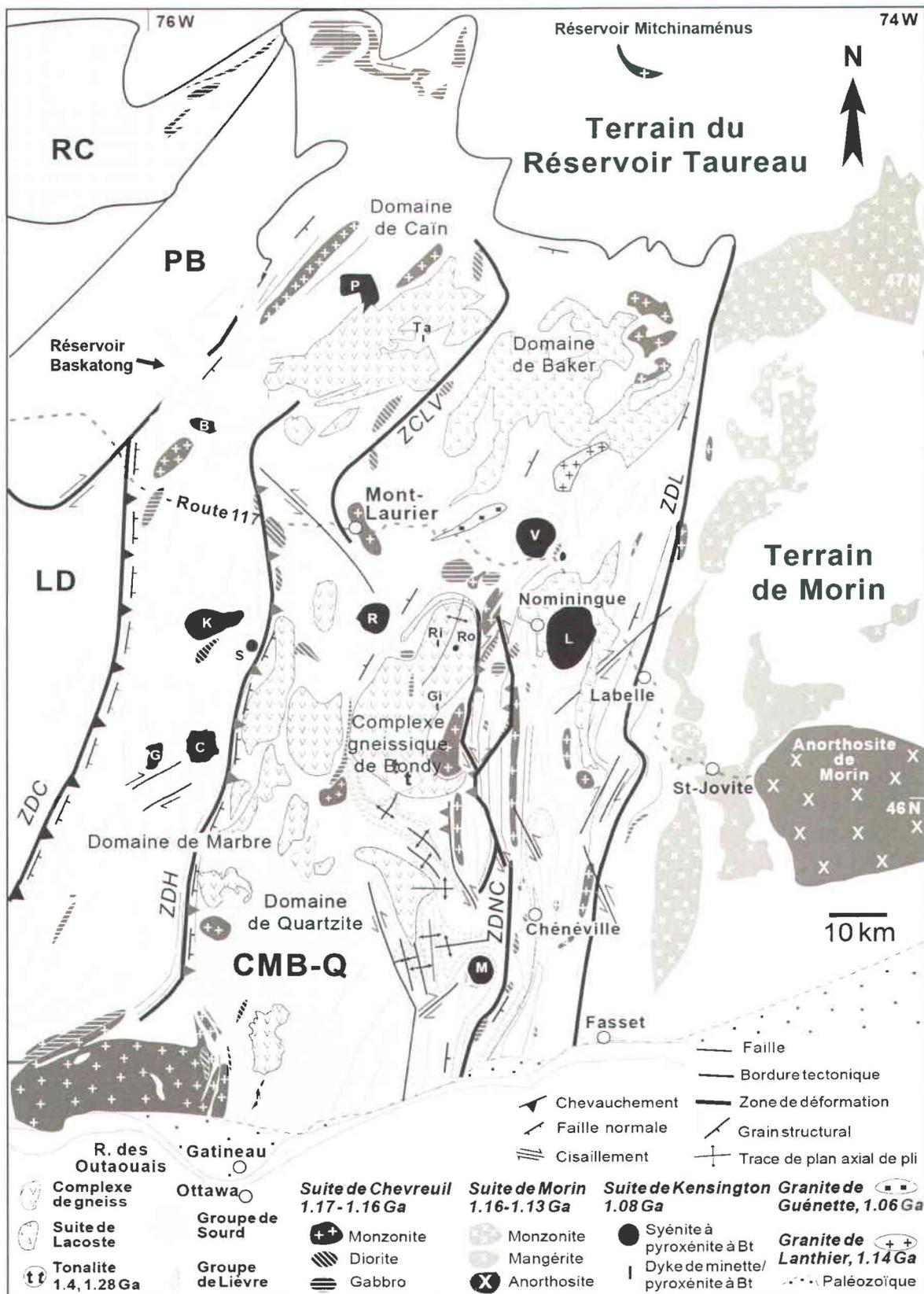


Figure 2.3 : Coupe sismique Abitibi-Grenville (lignes 52, 53, 54) et interprétation tectonique, modifiés à partir de Martignole et al. (2000). (a) Profils sismiques au SO du Québec. (b) Interprétation structurale de la coupe sismique, la ligne en pointillée marque le Moho. (c) Interprétation de la coupe sismique (b) en termes de blocs crustaux., AB :Anorthosite de Bouchette; AM : Anorthosite de Morin; CI : croûte inférieure; DD : détachement de Dorval; DI : décollement inférieur; DS : décollement supérieur; E : réflecteurs mantéliques; FG : Front du Grenville; LCA : Limite Chevauchante Allochtone; LD : terrain du Lac Dumoine; PS : Province du Supérieur; RB : rampe Basketong; ZCM : zone de cisaillement de Morin; ZDL : zone de déformation de Labelle; ZTFG : zone tectonique du Front du Grenville.



Une description plus approfondie des différents terrains de la ceinture allochtone au SO du Québec est faite dans le chapitre 5.

2.3.2.1. La ceinture métasédimentaire centrale au Québec

La ceinture métasédimentaire centrale est localisée, à la partie SO de la Province de Grenville, en Ontario et au Québec (Wynne-Edwards, 1972). Des composantes d'arc insulaire, d'arc continental, de bassin d'arrière-arc, de croûte juvénile formée en rift d'arrière-arc y sont actuellement documentées (Carr et al., 2000b; Hanmer et al., 2000; Rivers et Corrigan, 2000; Nantel et Pintson, 2002; Blein et al., 2003; Hynes et Rivers, 2010; Dickin et McNutt, 2007; Dickin et al., 2010). Cependant, les événements géodynamiques associés à la formation et l'accrétion d'arcs, l'ouverture et la fermeture de bassins et d'un rift d'arrière-arc, qui ont abouti à sa configuration actuelle sont complexes et restent controversés (voir Carr et al., 2000b; Dickin et al., 2010; Hynes et Rivers, 2010; McLelland et al., 2010a, b).

En Ontario, la ceinture métasédimentaire centrale est divisée en trois principaux terrains, qui sont les terrains de Bancroft, Elzévir et Frontenac (Figure 1.1; Easton, 1992; Davidson, 1995), où le métamorphisme régional varie du faciès des schistes verts à celui des granulites (Easton, 2000). Au Québec (Figure 2.4), elle est comprise à l'intérieur des régions d'Ottawa (feuillelet SNRC 31G), Mont-Laurier (feuillelet SNRC 31J) et Kempt Lake (feuillelet SNRC 31O) et est composée de cinq différents domaines lithotectoniques (Corriveau et al., 1998; Nantel, 2008; Corriveau, sous presse).

Trois domaines ont été identifiés par Corriveau et al. (1998) dans sa partie S à partir des travaux de cartographie de Wynne-Edwards et al. (1966) et Corriveau (sous presse). (i) Le domaine de Marbre à l'O (Figure 2.4) est dominé par des marbres calcitiques et dolomitiques avec des roches calco-silicatées et des paragneiss migmatitiques métamorphisés au faciès des granulites et rétromorphisés au faciès des amphibolites (Wynne-Edwards et al., 1966; Hogarth,

Figure 2.4 : Carte géologique simplifiée de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, montrant la distribution des plutons et des complexes gneissiques dans les domaines de Marbre au SO, de Quartzite au SE, de Caïn au NO et de Baker au NE, modifiée à partir de Corriveau (sous presse) et des références citées. La suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta comprend les plutons de : B : Baskatong; C : Cameron; G : Gracefield; Gi : Girard; K : Kensington; L : Loranger; M : Montagne Noire; P : Piscatosine; R : Lac Rouge; S : Satellite; Ri : Rivard; Ro : Rolleau; Ta : Tapani; V : Sainte-Véronique. LD : terrain du Lac Dumoine; PB : promontoire Baskatong; RC : terrain du Réservoir Cabonga; ZCLV : zone de cisaillement de La Lièvre; ZDC : zone de déformation de Cayamant; ZDH : zone de déformation de Heney; ZDL : zone de déformation de Labelle; ZDNC : zone de déformation de Nominique-Chénéville.

1981; Gauthier, 1982; Gauthier et Brown, 1986; Indares et Martignole, 1990b; Corriveau et van Breemen, 2000; Corriveau, sous presse). (ii) Le domaine de Quartzite au SE (Figure 2.4) est composé principalement de quartzite dans un ensemble de roches métasédimentaires migmatisées (Corriveau, sous presse). On retrouve intercalés des niveaux décimétriques à kilométriques de métapélite, de gneiss quartzofeldspathique à biotite ou graphite, de marbre, de roche calco-silicatée et d'amphibolite, ainsi que des feuillets de tonalite de 1.28 Ga autant à l'affleurement qu'en carte (Wynne-Edwards et al., 1966; Corriveau et Jourdain, 2000; Corriveau et Madore, 2000; Corriveau, sous presse). (iii) Des complexes de gneiss (Figure 2.4) dominés par des gneiss quartzofeldspathiques, d'origine incertaine et des orthogneiss granitiques à tonalitiques métamorphisés au faciès des granulites vers 1.2 Ga (Corriveau et al., 1997; Corriveau, sous presse). Les complexes de gneiss sont structurellement au dessous des domaines de Quartzite et de Marbre (Corriveau et van Breemen, 2000; Corriveau et Morin, 2000), un des plus étudié est le complexe gneissique de Bondy (voir section suivante).

Les domaines (iv) de Baker et (v) de Caïn (Figure 2.4) composent la partie N de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec (Nantel et Pintson, 2002; Nantel, 2003, 2008). Ces deux domaines sont séparés par la zone de cisaillement de La Lièvre et sont principalement composés de paragneiss quartzofeldspathique, de marbre, de quartzite, de paragneiss à biotite, et de roche calco-silicatée (Nantel, 2003, 2008). Le domaine de Baker se distingue par d'abondants paragneiss feldspathiques, par la présence de pegmatites uranifères et par des conditions métamorphiques plus faibles par rapport aux conditions du faciès des granulites atteintes dans le domaine de Caïn (Martelat et Martignole, 2000; Nantel, 2008). Dans le domaine de Baker, la source des roches métasédimentaires est principalement paléoproterozoïque alors que dans le domaine de Caïn, la source mésoproterozoïque est la plus importante et celle paléoproterozoïque est mineure (Nantel et al., 2007; Nantel, 2008).

Trois suites plutoniques régionales postérieures au métamorphisme de haut grade sont documentées dans la ceinture métasédimentaire centrale au Québec :

- La suite intrusive de Chevreuil (1.17-1.16 Ga; Figure 2.4) regroupe des plutons de monzonite porphyroïde, de gabbro, de gabbronorite et de diorite (Corriveau et al., 1998; Corriveau et van Breemen, 2000). Les plutons de la suite intrusive de Chevreuil se sont mis en place sous forme d'intrusions en feuillets qui sont concordants avec le grain structural régional, sous forme d'intrusions subcirculaires autour desquelles le grain régional est parallèle aux contacts, et sous forme d'un essaim de dykes de microdiorite et de dykes mafiques-felsiques recoupant les gneiss à travers toute la ceinture (Corriveau et van Breemen, 2000; Corriveau,

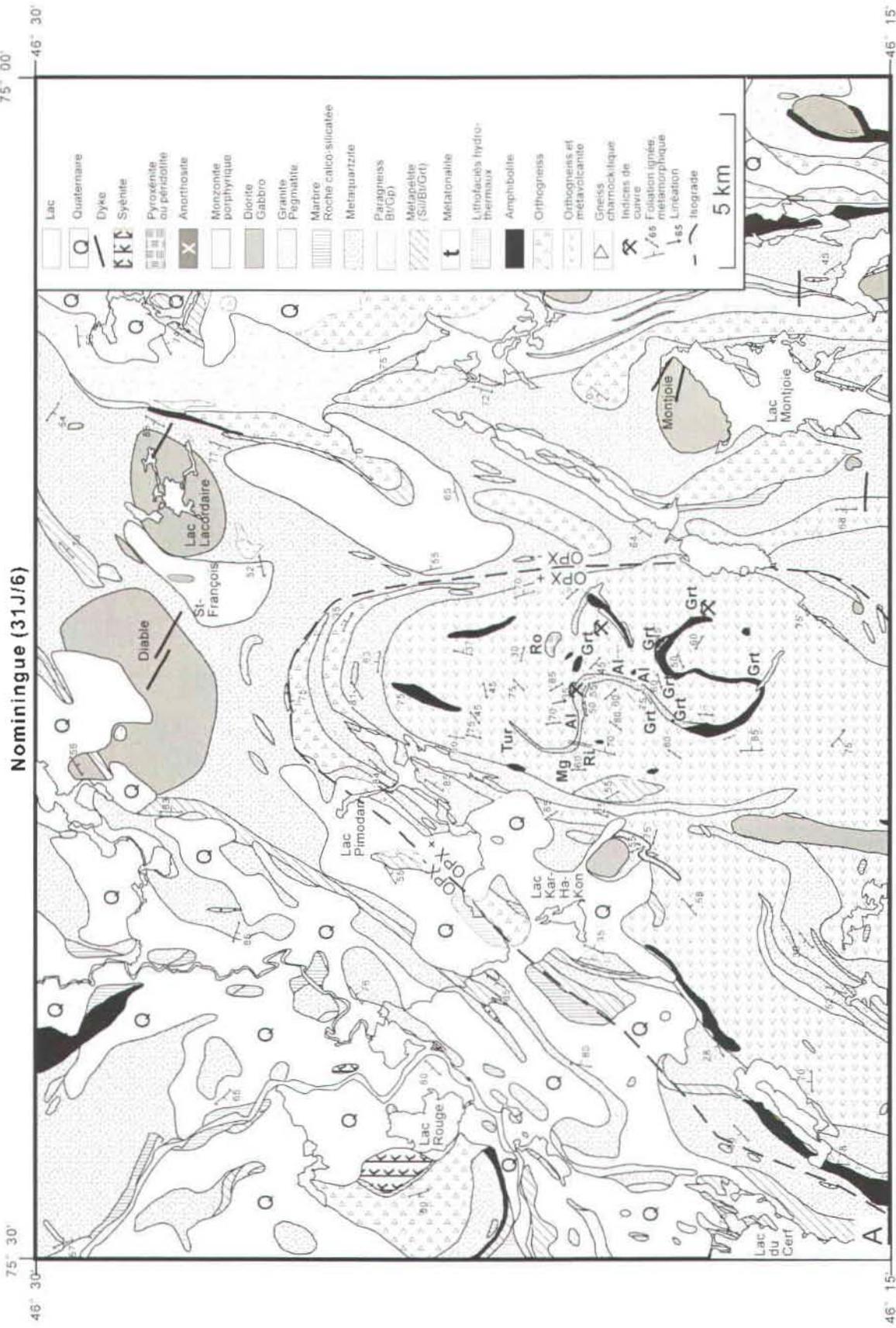
sous presse). La suite intrusive de Chevreuil s'est mise en place durant un renouvellement de l'activité orogénique correspondant un événement compressif et de réactivation intraplaque lors de l'orogénèse de Shawinigan et est contemporaine aux phases précoces de la suite anorthosite-mangérite-charnockite-granite (AMCG) dans le terrain de Morin (Corriveau et van Breemen, 2000).

- La suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta (1.09-1.07 Ga; Figure 2.4) comprend des plutons subcirculaires allant d'ultrapotassiques et ultramafiques à potassiques alcalins et shoshonitiques et principalement syénitiques ainsi que des dykes de lamprophyre (Corriveau et al., 1990, 1998; Easton, 1992; Corriveau, sous presse). Les plutons et les dykes ne sont ni métamorphisés ni déformés de manière pénétrative et ce, même à leurs marges, excepté le pluton de Loranger (Figure 2.4; Corriveau, sous presse). Cette suite comprend également les dykes de Rivard (1.07 Ga) et de Girard dans le complexe gneissique de Bondy et le dyke de Tapani au N de la ceinture (Corriveau et al., 1996a, b; Nantel, 2001a, b; Corriveau, sous presse). Le style de mise en place et la distribution des plutons témoignent d'une ascension des magmas alcalins potassiques par propagation de fractures à travers les gneiss de la croûte et de leur piégeage par les marbres pour former des plutons; ce qui explique qu'au niveau du complexe de Bondy seuls des dykes de minette et un petit stock ultramafique sont présents alors qu'à l'extérieur des complexes de gneiss on retrouve au sein des unités riches en marbre une série de plutons (Corriveau et al., 1998).

- La suite granitique de Guénette (Figure 2.4) comprend le granite de Guénette (1.06 Ga) à l'E de la municipalité de Mont-Laurier (Figure 2.4) et un essaim régional de dykes granitiques et d'aprites (1.05 Ga) (Friedman et Martignole, 1995; van Breemen et Corriveau, 1995; Corriveau, sous presse).

2.3.2.2. Le complexe gneissique de Bondy

Le complexe gneissique de Bondy est un dôme gneissique de 15 km sur 30 km (Figure 2.4), allongé NNE-SSO structurellement sous les domaines de Quartzite et de Marbre de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec (Corriveau et Madore, 2000; Corriveau et Jourdain, 2000; Corriveau et van Breemen, 2000). Le complexe gneissique de Bondy est essentiellement composé de gneiss tonalitiques à granitiques intercalés avec de minces unités de metabasites et de gneiss felsiques laminés (Corriveau, sous presse). Il est également l'hôte d'un système d'altération hydrothermal métamorphisé et interprété comme formant deux « S » interconnectés (Figure 2.5), présentant localement une minéralisation cuprifère associée à des oxydes de fer



(magnétite) et des valeurs anomaliques en or (Corriveau et al., 1994, 1997; Corriveau et Jourdain 2000; Blein et al., 2004). Ces zones minéralisées se sont développées en contexte d'arc et pré-date le métamorphisme et le plissement régional dans la ceinture métasédimentaire centrale au Québec (Corriveau, sous presse). Le complexe gneissique de Bondy correspond à des roches juvéniles d'affinité d'arc volcano-plutonique datées à 1.4-1.35 Ga et formées au dessus d'une croûte ayant du matériel archéen et labradorien (Blein et al., 2003; Wodicka et al., 2004). Il a été métamorphisé au faciès des granulites à 1.2 Ga avec un enregistrement local d'un événement surimposé à 1.15-1.13 Ga (Boggs et Corriveau, 2004; Wodicka et al., 2004). Le complexe gneissique de Bondy a été interprété comme rigide durant le développement de zones de déformation postdatant la formation des gneiss, l'anatexie et la période de plissement dans le complexe et les terrains adjacents (Corriveau et van Breemen, 2000). Plusieurs phases de déformation prédatant la mise en place des plutons de la suite intrusive de Chevreuil ont été identifiées dans le complexe gneissique de Bondy et les terrains l'entourant (Harris et al., 2001) : la formation d'une gneissosité (D_1) correspondant à la formation d'une foliation précoce et parallèle au litage ou au rubanement des gneiss du complexe (S_1), le plissement de la gneissosité (D_2 et D_3) par deux générations de pli isoclinaux (P_2 et P_3), du boudinage et la formation de zones de cisaillement ductile (D_4) qui recoupent les structures D_3 et leur plissement par des plis ouverts d'axe N-S d'échelle régionale (P_5) lors d'une phase de déformation D_5 , le développement de plis d'axe E-O (P_7) dans la partie sud du complexe et la formation tardive de pli régionaux ouverts d'axe NNE-SSO (P_8) affectant le complexe et les paragneiss l'encaissant. La phase de déformation D_6 est restreinte aux séquences de paragneiss encaissant le complexe. Les phases de déformation D_7 et D_8 sont les dernières documentées ayant affectées le complexe. Le pic de métamorphisme dans le complexe gneissique de Bondy a eu lieu pendant les phases de déformation D_1 à D_3 , et la forme en dôme du complexe gneissique de Bondy résulte de la phase de plissement D_5 .

Une description plus approfondie du complexe gneissique de Bondy et des diverses phases de déformation et de leurs marqueurs est faite dans les chapitres 6 et 7.

Figure 2.5 : Carte géologique du feuillet SNRC 31J06 de la région de Nomingue (Corriveau et Jourdain, 2000) couvrant la partie N du complexe gneissique de Bondy, tirée de Corriveau (sous presse). Le système hydrothermal de cuivre-or-oxyde de fer métamorphisé est souligné par la présence de tourmaline (Tur), de gneiss blanc magnésien (Mg), de gneiss alumineux (Al), de grenatite (Grt) et d'indices de cuivre. Des feuillets de monzonite et de diorite et des stocks gabbroïques à litage vertical de la suite intrusive de Chevreuil se sont mis en place dans la zone de déformation de Nomingue-Chénéville (tiers E de la carte). Trois intrusions alcalines potassiques affleurent dans cette région : la syénite du Lac Rouge, le dyke de Rivard (Ri) de la suite intrusive de Kensington-Skootamatta et le stock de Rolleau (Ro). L'isograde de l'orthopyroxène souligne les régions où l'orthopyroxène est présente (OPX+) et celles où l'orthopyroxène est absente (OPX-).

Chapitre 3. Données de champ potentiel

3.1. Données gravimétriques

3.1.1. L'anomalie gravimétrique de Bouguer

L'anomalie gravimétrique de Bouguer représente les variations du champ gravitationnel terrestre attribuables à la distribution des roches de la surface jusqu'à plus de 100 km (Chapin, 1996; LaFehr, 1980; Nabighian et al., 2005a) et s'obtiennent par une série de corrections appelée « réduction standard » (voir LaFehr, 1991; Chapin, 1996; Nabighian et al., 2005a) et appliquée aux valeurs relatives du champ de gravité lues à l'aide d'un gravimètre.

Les contrastes de densité sont fondamentaux pour l'interprétation de données gravimétriques, car l'absence significative de contrastes de densité ne permettra pas d'extraire une information géologique. La gamme de densité des roches en général et plus particulièrement des roches métamorphiques (voir exemples dans le Tableau 3.1) et intrusives (voir exemples dans le Tableau 3.2) est étroite et constitue la principale limitation de la méthode gravimétrique. Les zones minéralisées, qu'elles soient métamorphisées ou non, sont généralement constituées de minéraux ayant une densité plus élevées que la majorité des roches non minéralisées.

Les anomalies gravimétriques de grande longueur d'onde, dites régionales, sont produites par des hétérogénéités en profondeur (LaFehr, 1980; Paterson et Reeves, 1985; Nabighian et al., 2005a). Les anomalies de courtes longueurs d'onde, dites résiduelles, sont dues à la présence de contacts entre des roches de densités significativement différentes proches de la surface (Griffin, 1949; Nabighian et al., 2005a). La composante résiduelle de l'anomalie gravimétrique de Bouguer est superposée avec, et souvent masquée par, la composante régionale. Suivant l'information recherchée (distribution des roches et localisation de failles ou cisaillements en surface ou en profondeur), il est nécessaire de séparer la composante régionale et la composante résiduelle et/ou de faciliter l'identification de contact (Griffin, 1949; Blakely, 1995; Barbosa et al., 2007; Pilkington et Keating, 2009). De nombreuses méthodes sont possibles et sont présentées et discutées entre autres par Nabighian et al. (2005a) et Pilkington et Keating (2009).

Roches métamorphiques	Densité moyenne	Densités possibles
Gneiss granitique	2.7	2.58-2.77
Gneiss granitique à biotite	2.65	2.57-2.73
Gneiss granitique à hornblende	2.71	2.66-2.75
Gneiss granitique à pyroxene	2.73	2.62-2.82
Quartzite	2.66	2.62-2.70
Marbre	2.74	2.70-2.80
Migmatite	2.73	2.64-2.78
Amphibolite	3.03	2.85-3.20
Gneiss rubané	2.79	2.59-3.17

Tableau 3.1 : Exemple de densité de roches métamorphiques (en g.cm⁻³), tirée de Smithson (1971) et de Giroux et Chouteau (2008).

Roches ignées	Densité moyenne	Densités possibles
Rhyolite	2.52	2.35-2.70
Dacite	2.58	2.35-2.80
Andesite	2.61	2.40-2.80
Granite	2.64	2.50-2.81
Granodiorite	2.73	2.67-2.79
Syenite	2.77	2.60-2.95
Anorthosite	2.78	2.64-2.94
Diorite	2.85	2.72-2.99
Gabbro	3.03	2.70-3.50
Péridotite	3.15	2.78-3.37
Pyroxénite	3.17	2.93-3.34

Tableau 3.2 : Exemple de densité de roches ignées (en g.cm⁻³), tirée de Giroux et Chouteau (2008).

3.1.2. Données régionales

La base de données gravimétriques gouvernementale utilisée à l'échelle régionale durant cette étude couvre l'ensemble du Canada (Canadian Geodetic Information System / Système canadien d'information géodésique, 2006). Ces données régionales ont été utilisées aux chapitres 4 et 5 (voir Figure 4.2a et Figure 5.5) et comprennent 26 444 stations gravimétriques, avec un espacement variable mais qui n'excède généralement pas 20 km. Ces données peuvent être téléchargées sur le site internet de Ressources naturelles Canada :

<http://gdrdap.agg.nrcan.gc.ca/geodap/home/Default.aspx?lang=f> (accès mai 2011).

Les informations suivantes proviennent du Système canadien d'information géodésique (Canadian Geodetic Information System, 2006), et décrivent les données de l'anomalie gravimétrique de Bouguer disponibles : la formule du système géodésique de référence de 1967 (International Association of Geodesy, 1971) a été utilisée pour les corrections de l'anomalie de Bouguer à l'air libre et de l'anomalie de Bouguer; la grille gravimétrique de l'anomalie de Bouguer (maillage de 2 km) a été calculée à l'aide d'un gradient vertical de $0.3086 \text{ mGal.m}^{-1}$ et avec une densité moyenne de 2.67 g.cm^{-3} , qui correspond à la densité moyenne de la croûte (Système canadien d'information géodésique, 2006). Une description plus détaillée des données gravimétriques et de l'information additionnelle sont disponibles à l'adresse : http://gdr.nrcan.gc.ca/gravity/index_f.php (accès mai 2011).

La dérivée verticale accentue les plus hautes fréquences attribuables aux roches proches de la surface et les anomalies gravimétriques de courte longueur d'onde résultantes reflètent des contrastes de densité près de la surface. La dérivée verticale est un filtre classique (Hood, 1965; Blakely, 1995; Pilkington et Keating, 2009) communément utilisé et appliqué autant aux données gravimétriques que magnétiques (Nabighian et al., 2005a, b). Dans le Chapitre 4, la dérivée verticale a été appliquée à la grille de l'anomalie de Bouguer régionale pour aider à identifier les linéaments régionaux qui affectent la distribution des roches proches de la surface.

La prolongation vers le haut, tend à atténuer les variations gravimétriques de courte longueur d'onde, attribuables aux sources en surface, et rehausse celles de longue longueur d'onde, attribuables aux sources profondes. La prolongation vers le haut permet ainsi de voir l'évolution théorique des anomalies et des contacts à différentes profondeurs (Jacobsen, 1987; Lyngsie et al., 2006) et est utilisée dans le Chapitre 4 pour suivre l'évolution des linéaments en profondeur et estimer leur enracinement. Une prolongation vers le haut de Z mètres correspond en théorie à la réponse gravimétrique de sources plus profondes que $Z_0=Z/2$ mètres (Jacobsen, 1987).

Les *worms* (ou maximums de la dérivée horizontale), correspondent à une représentation 3D des contacts gravimétriques (p. ex. Pinet et al., 2008) ou magnétiques (p. ex. Austin et Blenkinsop, 2008), symbolisés par l'évolution des valeurs maximales de la dérivée horizontale suivant différents niveaux de profondeur (Archibald et al., 1999; Hornby et al., 1999). La technique de *worming* (Hornby et al., 1999) détecte automatiquement la position des valeurs maximales de la dérivée horizontale (voir section 3.2.2) et applique un filtre de prolongation vers le haut suivant différentes profondeurs à chacun de ces points (Archibald et al., 1999; Hornby et al., 1999; Holden et al., 2000; Milligan, 2002). L'interprétation de contacts (linéaments) est en grande partie visuelle et peut différer d'une personne à l'autre. Les cartes de *worms* ont été développées pour limiter les divergences d'interprétation et les doutes provoqués par le jugement de chacun. Cette technique fournit également une estimation sur le pendage et l'évolution latérale en profondeur des contacts déterminés par la dérivée horizontale. Elle a été appliquée dans le Chapitre 5 pour faciliter l'identification et l'interprétation de zones de déformation ou de cisaillement et pour établir l'expression géologique des linéaments transverses identifiés dans le Chapitre 4.

3.1.3. Levé gravimétrique de la partie N de la réserve faunique de Papineau-Labelle

Le faible nombre de stations gravimétriques dans la partie N de la réserve faunique de Papineau-Labelle (une seule station dans la base de données gouvernementale), une région clef dans notre étude due à l'identification d'une structure profonde (chapitres 4 et 5) et à la présence d'un système hydrothermal fossile, ne permet pas d'utiliser la grille gravimétrique de l'anomalie de Bouguer régionale pour l'étude locale (Figure 3.1a), et a justifié la réalisation d'un nouveau levé (Figure 3.1b).

Ce nouveau levé gravimétrique s'intègre dans une étude détaillée de la géologie du complexe gneissique de Bondy. Le gravimètre utilisé lors de ce levé est le modèle G0498 de LaCoste et Romberg (Figure 3.2a), qui nous a été prêté par la division des levés géodésiques de Ressources naturelles Canada. Diane Jobin et Carey Gagnon ont fourni la formation pour son utilisation ainsi que de l'aide pratique dans la réalisation du levé. Le positionnement des stations gravimétriques et plus particulièrement la mesure de l'altitude a été effectué avec un GPS Trimble 5800 (Figure 3.2b). Pour s'assurer d'un positionnement optimal, une correction différentielle des coordonnées enregistrées sur les stations gravimétriques a donc été effectuée

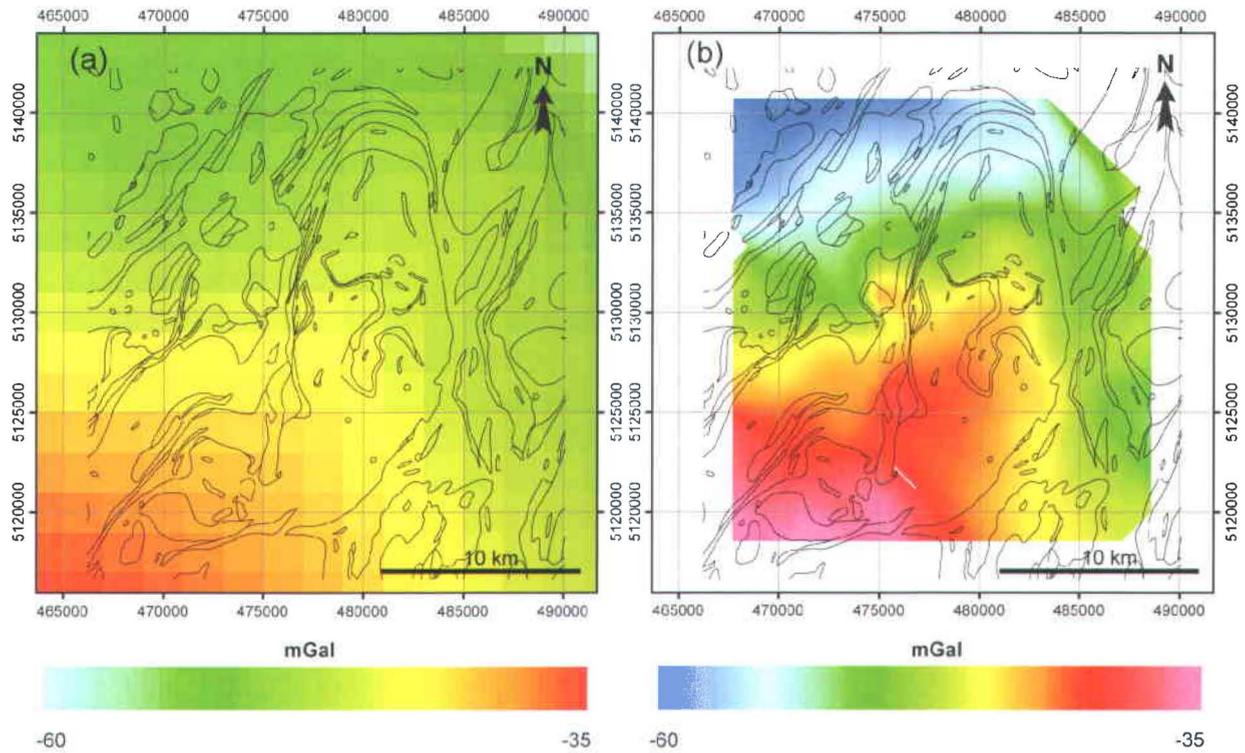


Figure 3.1 : Carte lithologique simplifiée de la partie N du complexe gneissique de Bondy (voir Figure 6.1c), modifiée à partir de Corriveau et Jourdain (2000), superposée sur (a) les données gravimétriques de l'anomalie de Bouguer régionale et (b) sur le nouveau levé gravimétrique réalisé durant cette étude.

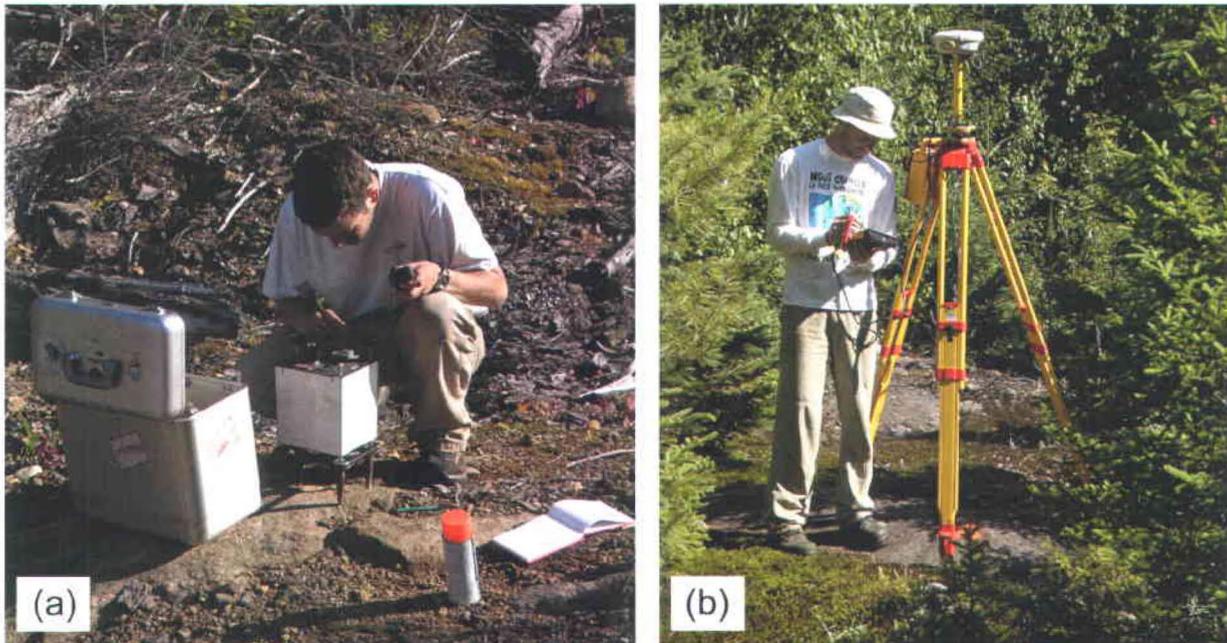


Figure 3.2 : (a) Gravimètre G0498 de LaCoste et Romberg et (b) GPS Trimble 5800 utilisés lors du levé gravimétrique couvrant la partie N du complexe gneissique de Bondy.

avec le logiciel Trimble Geomatic Office en se basant sur les enregistrements de la station géodésique permanente de Mont-Laurier (Annexe D). Le datum utilisé est NAD83 SCRS et le modèle de géoïde est HTV2.0.

Le nouveau levé comprend 112 nouvelles stations gravimétriques, dans un périmètre de 22 km sur 21 km couvrant la partie N du complexe gneissique de Bondy et les terrains avoisinants, qui ont été intégrées à la base de données gouvernementale. Les stations ont été mesurées, autant que possible, sur ou à proximité d'affleurements pour limiter les effets des dépôts quaternaires (p. ex. Figure 3.2a). L'espacement entre les stations est très variable, il dépend de la présence ou non d'affleurements combinés avec un espace relativement dégagé pour permettre un positionnement par GPS de qualité. Les stations sont espacées de 500 m à 2 km à l'intérieur du secteur d'étude, l'espacement peut être plus important sur les bords (jusqu'à 3.5 km). Le positionnement des stations gravimétriques est présenté dans le Chapitre 6 (Figure 6.1 et Figure 6.5 et dans les annexes B et C). Les espaces non couverts par des stations correspondent à des zones de la réserve inaccessibles par la route ou bien avec des chemins ne permettant pas le passage ni le transport du matériel.

La station gravimétrique de base utilisée pour l'ouverture et la fermeture de chaque boucle d'acquisition de stations gravimétrique et pour la correction des valeurs gravimétriques relatives est la station d'identification 9263-1969 de Mont-Laurier (voir annexes A et B). Les boucles se sont déroulées dans la même journée. La durée maximale d'une boucle était de 10 heures afin éviter des lectures erronées résultant de la baisse de la charge des batteries du gravimètre (durée de 12 heures) lors de la fermeture des boucles. Les corrections suivantes ont été appliquées aux mesures gravimétriques relatives lues sur le gravimètre avec le logiciel Oasis Montaj de Geosoft (les corrections effectuées et présentées ici proviennent du tutoriel : « *Gravity and Terrain Correction : Tutorial and user guide* » disponible sur le site de Geosoft à l'adresse <http://www.geosoft.com/support/downloads/technical-documentation>, accès mai 2011) :

Correction des effets de marée

Cette correction supprime les variations journalières cycliques du champ de gravité attribuables à l'attraction de la lune et du soleil.

$$(1) \quad r_t = r_c + g_{\text{marée}}$$

r_t Valeur après correction de l'effet de marée (mGal)

r valeur lue (mGal)

$g_{marée}$ correction de marée (la formule complète, trop complexe, n'est pas fournie par Geosoft, mais est toutefois disponible auprès de l'Observatoire fédéral du Canada)

Correction de la hauteur de l'instrument

Cette correction compense l'effet d'élévation du gravimètre par rapport au niveau du sol

$$(2) \quad r_h = r_t + 0.308596h_i$$

r_h Valeur corrigée pour compenser la hauteur de l'instrument (mGal)

r_t Valeur après correction de l'effet de marée (mGal) à partir de l'équation (1)

h_i Hauteur du gravimètre par rapport au niveau du sol (m)

Correction de la dérive instrumentale

La correction de la dérive instrumentale supprime les variations des mesures du champ de gravité résultant de l'effet de fatigue du ressort ou des variations de pression et de température dans le gravimètre. Cette variation est de l'ordre de quelques centièmes de mgal par heure et est corrigée en se basant sur la différence de valeur mesurée à la station de base (9263-1969 de Mont-Laurier) en début et en fin de chaque boucle.

$$(3) \quad d = [(r_{B2} - r_{B1}) - (g_{B2} - g_{B1})] / (t_{B2} - t_{B1})$$

d Dérive de l'instrument (mGal/h)

r_{B1} Lecture à la base 1

t_{B1} Heure de la lecture à la base 1

g_{B1} Gravité absolue à la base 1 (mGal)

r_{B2} Lecture à la base 2

t_{B2} Heure de la lecture à la base 2

g_{B2} Gravité absolue à la base 2 (mGal)

Calcul de la gravité absolue

La gravité absolue d'une station est obtenue par la formule :

$$(4) \quad g_a = g_{B1} + (r_h - r_{B1}) - (t - t_{B1}) d$$

g_a Gravité absolue (mGal)

g_{B1} Gravité absolue à la station de base (mGal)

r_h Valeur mesurée de la gravité (mGal) à partir de l'équation (2)

- t Heure de la lecture
- t_{B1} Heure de la lecture à la base 1
- d Dérive de l'instrument (mGal/h) à partir de l'équation (3)

Les corrections de latitude, de Bouguer à l'air libre et de Bouguer simple ont été effectuées suivant la formule de l'anomalie de Bouguer de 1967 (International Association of Geodesy, 1971). La densité moyenne utilisée pour ces calculs est de 2.812 g.cm^{-3} et a été calculée à partir de blocs de roches représentatifs des affleurements sur lesquels les stations gravimétriques ont été mesurées (Annexe B).

Correction de la latitude

La correction de la latitude supprime l'effet de la rotation de la terre et de son aplatissement, qui entraînent l'apparition d'une force centrifuge et qui varie suivant la distance de la station avec l'axe de rotation de la Terre (maximale à l'équateur et nulle aux pôles).

$$(5) \quad g_l = 978031.846 [1 + 0.005278895 \sin^2(l) - 0.000023462 \sin^4(l)]$$

- g_l Gravité théorique après correction de la latitude (mGal)
- l latitude de la station de mesure

Correction à l'air libre ou correction d'altitude

La correction d'altitude supprime les variations gravimétriques résultant de la différence d'altitude entre les stations et replace les mesures gravimétriques sur un référentiel équipotentiel unique pour l'ensemble du levé.

$$(6) \quad .g_{al} = g_a - g_l + 0.308596 h_s$$

- G_{al} Anomalie de Bouguer à l'air libre (mGal)
- g_a Gravité absolue (mGal) à partir de l'équation (4)
- g_l Gravité théorique après correction de la latitude (mGal) à partir de l'équation (5)
- h_s élévation de la station de mesure (m)

Correction de Bouguer ou correction de plateau

La correction de plateau tient compte du défaut ou de l'excé de masse compris entre le référentiel et la station de mesure. Cette masse est approximée par une tranche horizontale homogène d'extension infinie.

$$(7) \quad g_{ba} = g_{al} - 0.0419088 [\rho h_s + (\rho_w - \rho) h_w + (\rho_l - \rho_w) h_l] g_{curv}$$

g_{ba}	Anomalie de Bouguer simple (mGal)
g_{al}	Anomalie de Bouguer à l'air libre (mGal) à partir de l'équation (6)
ρ	densité de la roche (g.cm^{-3})
ρ_w	densité de l'eau (g.cm^{-3})
ρ_i	densité de la glace (g.cm^{-3})
h_s	élévation de la station de mesure (m)
h_w	profondeur de la colonne d'eau (m)
h_i	épaisseur de la glace (m)
g_{curv}	correction de la courbature (LaFehr, 1991)

L'anomalie de Bouguer complète est obtenue en appliquant une correction de terrain, qui tient compte de l'effet du relief régional sur les valeurs de gravité mesurées aux différentes stations. La correction de terrain a été effectuée avec un modèle numérique d'élévation de 20.8 m de résolution (Geobase, 2009). La grille de l'anomalie de Bouguer complète a été réalisée en utilisant un algorithme de courbure minimale (Briggs, 1974). L'anomalie de Bouguer complète représente la réponse gravimétrique résultant d'hétérogénéités de densité dans le sous-sol et permet ainsi l'interprétation géologique de celle-ci.

Un filtre de dérivée verticale a été appliqué aux données de l'anomalie de Bouguer pour établir la correspondance entre les anomalies de courte longueur d'onde et les unités lithologiques cartographiées de la partie N du feuillet SNRC 31J06 (Corriveau et Jourdain, 2000).

La déconvolution de Euler est une technique d'estimation de la profondeur de la source d'une anomalie gravimétrique qui nécessite de connaître ou d'attribuer une forme à la source de l'anomalie (Stavrev, 1997; Keating, 1998; Roy et al., 2000; Mushayandebvu et al., 2001; Reid, 2011). La variable utilisée pour définir la forme de la source est l'indice structural (SI), qui d'après Fitzgerald et al. (2004) varie de -0.5 pour un contact à 2 pour une sphère. Cette technique s'applique également aux données magnétiques (Thompson, 1982; Reid et al., 1990; Muszala et al., 1999; Mushayandebvu et al., 2001, 2004; Fitzgerald et al., 2004; Keating et Pilkington, 2004). L'estimation de la profondeur de l'anomalie a permis de réaliser des modélisations simples en 2D d'une anomalie gravimétrique dans le complexe gneissique de Bondy dont la nature de la source est discutée au chapitre 6.

3.2. Données aéromagnétiques

3.2.1. Le champ magnétique total

Le champ magnétique total illustre les variations du champ magnétique généré par l'aimantation des roches que l'on appelle la susceptibilité magnétique. La plupart des minéraux ont une susceptibilité magnétique très faible ou même nulle sauf la magnétite et quelques autres minéraux que l'on retrouve rarement (comme la pyrrhotite que l'on retrouve toutefois dans le complexe gneissique de Bondy). La magnétite est présente dans de nombreuses roches, en concentration et avec une taille de grains variables (Clark et Emerson, 1991), la quantité est assez variable mais 1% est suffisant pour être détectée (Grant, 1985a, b; Nabighian et al., 2005b).

Sur de grandes surfaces, la susceptibilité magnétique d'un même type de roche est habituellement la même, et un changement de signature magnétique implique généralement un changement dans la composition des roches du à un contact lithologique ou à une faille ou un cisaillement (Glenn et Badgery, 1998; Verduzco et al., 2004; Parsons et al., 2006; Austin et Blenkinsop, 2008; Airo et Wennerström, 2010). De nombreux filtres et rehaussements existent pour faciliter l'interprétation de contacts et de lithologies dans des données aéromagnétiques (Nabighian et al., 2005b; Pilkington et Keating, 2009).

3.2.2. Données régionales

La grille du champ magnétique total (Figure 3.3), de maillage de 200 m, utilisée dans cette étude provient de plusieurs levés compilés par Ressources naturelles Canada (Canadian Aeromagnetic Data Base / Base canadienne de données aéromagnétiques, 2006). Ces données sont disponibles au téléchargement sur le site internet de Ressources naturelles Canada :

<http://gdrdap.agg.nrcan.gc.ca/geodap/home/Default.aspx?lang=f> (accès mai 2011).

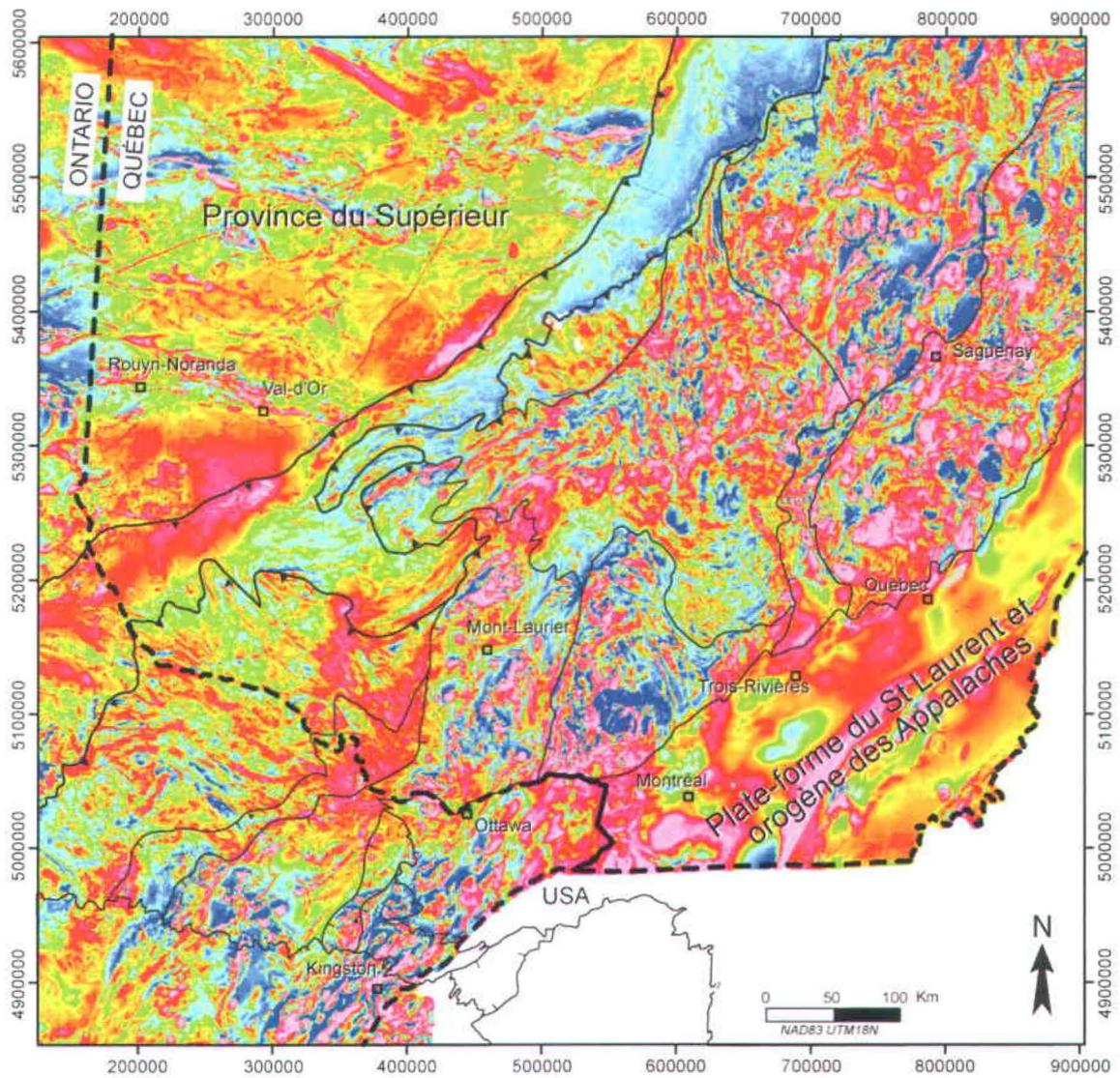


Figure 3.3 : Carte géologique simplifiée modifiée à partir de Davidson (1998) superposée sur la carte régionale du champ magnétique total couvrant le SO de la Province de Grenville et les provinces avoisinantes au SO du Canada. Voir Figure 1.1 pour le nom des terrains.

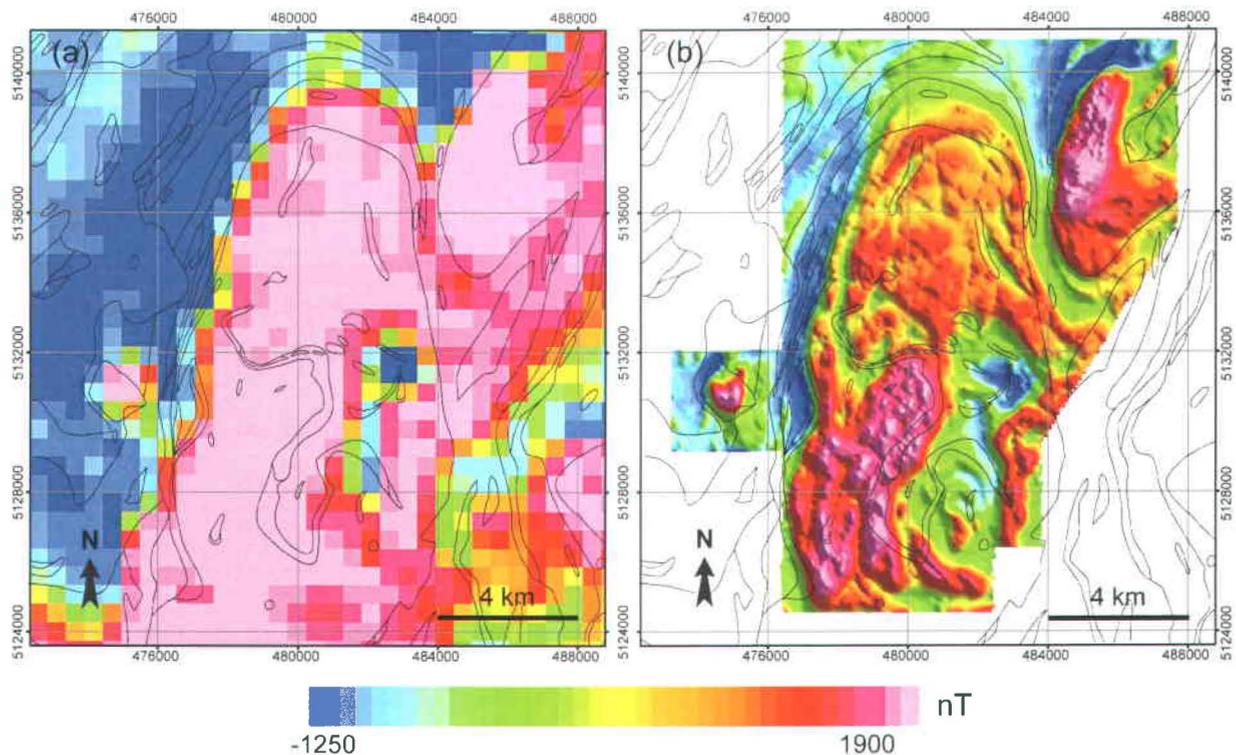


Figure 3.4 : Carte géologique simplifiée de la partie N du complexe gneissique de Bondy (modifiée à partir de Corriveau et Jourdain, 2000) superposée sur (a) la grille du champ magnétique total sans lissage en utilisant ArcGIS et disponible au téléchargement (Figure 3.3) et (b) la grille du champ magnétique total Haute résolution réalisée par Fugro Airborne Surveys (2007) et lissée en utilisant Oasis Montaj.

Les levés aéromagnétiques, qui ont été réalisés au dessus de la Province de Grenville, ont été faits suivant des lignes de vol NO-SE perpendiculaires à la direction générale de l'orogène grenvillien à une altitude de 305 m et avec un espacement de 805 m. Au SO de la Province de Grenville au Canada, le champ magnétique total varie de -3400 à 1900 nT. Dans certains secteurs, la limite entre la Province de Grenville et les provinces avoisinantes est facilement identifiable à l'aide du champ magnétique total. Une description plus détaillée des données aéromagnétiques et de l'information additionnelle sont disponibles à l'adresse : http://gdr.nrcan.gc.ca/aeromag/index_f.php (accès mai 2011).

La dérivée horizontale est un filtre classique pour faciliter l'interprétation de contacts géologiques quelque soit leur origine. La dérivée horizontale atteint son maximum à l'aplomb, ou à peu de distance, du contact entre des unités lithologiques de susceptibilité magnétique (ou de densité) contrastée. Ce filtre a été utilisé dans le Chapitre 5 pour faciliter l'identification de l'orientation dominante des unités lithologiques.

3.2.3. Levé aéromagnétique de la partie N du complexe gneissique de Bondy

Un levé électromagnétique GEOTEM® et un levé aéromagnétique commandé par Richmond Minerals Inc. ont été réalisés au dessus de la partie N du complexe gneissique de Bondy par Fugro Airborne Surveys entre le 18 Juillet et le 15 août 2006. Un total de 1195 km de lignes de données a été recueilli à l'aide d'un avion Casa 212 modifié. Le levé est composé de 131 lignes de vol E-O avec un espacement de 125 m, recoupé par 5 lignes N-S avec un espacement de 5 km (Fugro Airborne Surveys, 2007).

Dans le secteur couvert par le levé aéromagnétique, le champ magnétique varie entre -1250 et 1900 nT. Le champ magnétique est globalement plus élevé dans le complexe gneissique de Bondy par rapport aux paragneiss du groupe de Sourd qui l'encaisse, permettant ainsi de distinguer la forme du complexe et le contact avec les paragneiss. Une faible correspondance est observée entre le champ magnétique total et la carte géologique du complexe (Corriveau et Jourdain, 2000).

La méthode d'analyse spectrale (Lyngsie et al., 2006; Spector, 1970) fournit une représentation des anomalies magnétiques en fonction de leur longueur d'onde et de leur amplitude. Le spectre de puissance fournit une estimation de la profondeur de la source des anomalies (Figure 3.5) et a été utilisé dans le Chapitre 7 pour isoler la composante attribuable aux sources les plus profondes en supprimant celle attribuable aux sources proches de la surface.

L'angle Tilt est utile pour améliorer les détails attribuables aux contacts et aux structures dans les données du champ de potentiel (Verduzco et al., 2004; Pilkington et Keating, 2009) et est applicable aussi bien aux sources peu profondes, que profondes (Miller et Singh, 1994; Verduzco et al., 2004; Cooper et Cowan, 2006; Salem et al., 2007; Cooper et al., 2008). L'angle Tilt a été appliqué au champ magnétique total et à la composante profonde du champ magnétique total (séparé à l'aide du spectre de puissance par Lyal Harris) pour faciliter l'interprétation de la gneissosité, des plis, des failles et des cisaillements ductiles dans le complexe gneissique de Bondy (Chapitre 7). L'angle Tilt est une alternative à la dérivée horizontale, les deux filtres présentant des similitudes (Pilkington et Keating, 2009).

$$\text{Angle Tilt} = \tan^{-1} (DV/DHT)$$

DV 1^{ère} dérivée verticale du champ magnétique total

DHT Dérivée horizontale du champ magnétique total

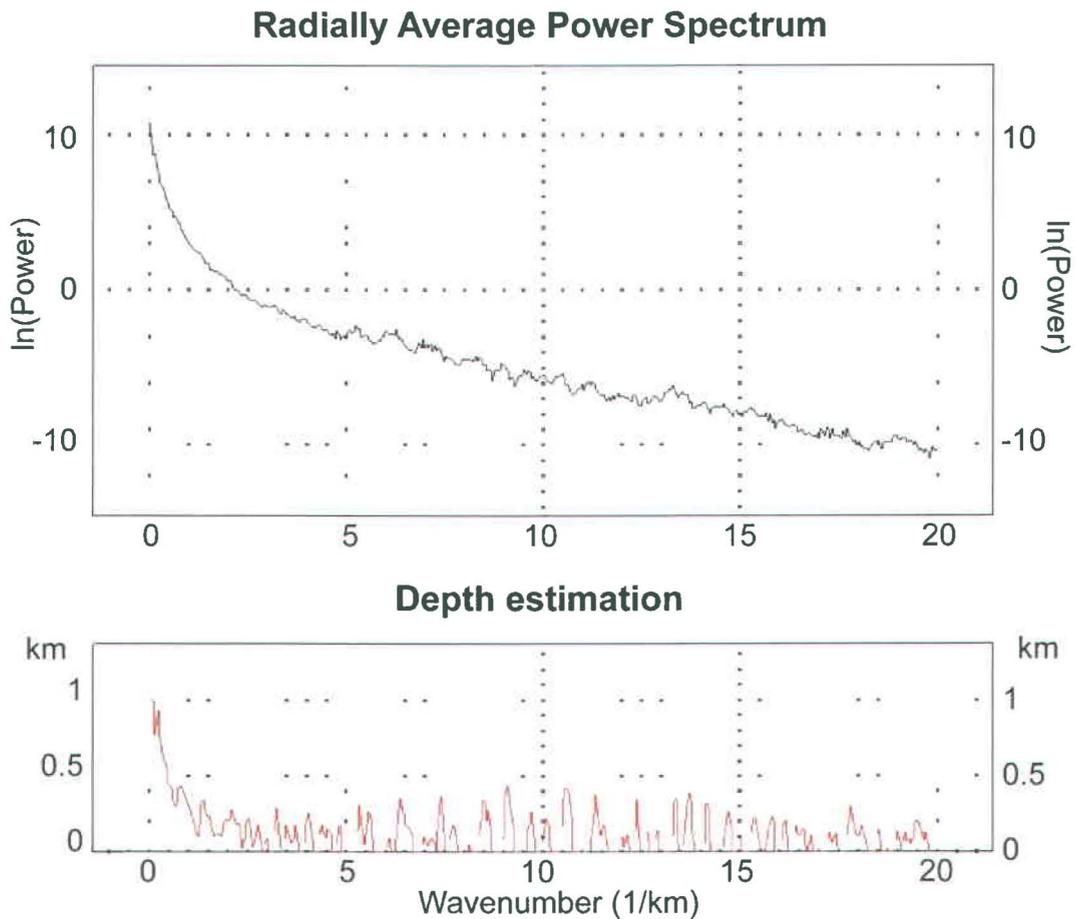


Figure 3.5 : Spectre de puissance du champ magnétique total couvrant la partie N du complexe gneissique de Bondy (Figure 3.4b).

L'angle Tilt a été préféré à la dérivée horizontale pour faciliter l'interprétation de la gneissosité dans le Chapitre 7 car il permet une meilleure visualisation des contacts géologiques entre des roches de faible contraste magnétique (une description plus détaillée du calcul de l'angle Tilt est présentée dans le tutoriel : « *MAGMAP Filtering Tutorial* » disponible sur le site de Geosoft à l'adresse : <http://www.geosoft.com/support/downloads/technical-documentation>, accès mai 2011).

Les données du levé électromagnétique GEOTEM[®] ont été utilisées lors des campagnes de prospection de Richmond Minerals Inc, dans le complexe gneissique de Bondy et ont permis la découverte d'une nouvelle zone minéralisée, l'indice « EM1 », qui est sommairement présentée

dans les Chapitres 6 et 7. Ces données n'ont pas été utilisées lors des études gravimétrique et structurale du complexe et ne sont donc pas présentées dans cette thèse.

3.3. Logiciels utilisés

TRANS et Get_Worms

TRANS et Get_Worms sont des logiciels de traitement géophysique de la Commission géologique du Canada conçu par Pierre Keating (voir description à l'adresse : <http://geo.polymtl.ca/>, accès mai 2011). Le logiciel TRANS a été utilisé dans les Chapitres 4 et 5 pour générer les grilles gravimétriques de la dérivée verticale, de prolongation vers le haut et pour générer la dérivée horizontale de la grille aéromagnétique régionale. Le logiciel Get_Worms a été utilisé dans le Chapitres 5 pour générer les *worms* de l'anomalie gravimétrique de Bouguer.

Oasis Montaj et GM-SYS

Oasis Montaj de Geosoft est un logiciel de traitement géophysique et de cartographie destiné entre autres à l'exploration minière (<http://www.geosoft.com/pinfo/oasismontaj/index.asp>, accès mai 2011). Oasis Montaj a été utilisé lors de toutes les étapes de corrections et de traitements des données gravimétriques acquises lors du levé gravimétrique sur le complexe gneissique de Bondy (Chapitre 6). Il a également été utilisé par Lyal Harris pour le traitement des données aéromagnétiques couvrant la partie N du complexe gneissique de Bondy (Chapitre 7).

Le logiciel GM-SYS de Geosoft a été utilisé pour réaliser les modèles théorique 2D de la forme des roches intrusives dans le complexe gneissique de Bondy dans le chapitre 6, en tenant compte de la densité moyennes des échantillons prélevés lors du levé (Annexe B).

ArcGIS

ArcGIS d'ESRI est un système d'information géographique (SIG) qui permet de construire une base de données géoréférencée à partir de diverses sources localisées géographiquement. Le groupement d'information au sein du SIG peut ainsi permettre une interprétation, nouvelle et plus complète, à partir de données préexistantes (Porwal et al., 2006). L'utilisation d'un SIG est

prépondérante dans certaines études notamment de cartographie (voir : Asadi et Hale, 2001; Roy et al., 2006; Moore et Dickin, 2011).

Dans une étude à différentes échelles comme celle présentée dans cette thèse, l'utilisation d'un SIG a facilité la comparaison des différentes grilles géophysiques entre elles, ainsi qu'avec les cartes géologiques des précédents travaux effectués dans le SO de la Province de Grenville au Québec. Cela a été particulièrement utile à l'échelle régionale dans les chapitres 4 et 5 pour :

- Interpréter les différents linéaments gravimétriques régionaux.
- Estimer l'évolution des linéaments régionaux et des domaines gravimétriques en profondeur.
- Comparer les linéaments régionaux avec les essaims de dykes dans le Bouclier canadien.
- Comparer les linéaments régionaux avec les cartes géologiques préexistantes.
- Évaluer l'influence des linéaments régionaux sur la géologie de la Province de Grenville au SO au Québec.
- Évaluer l'influence des linéaments régionaux sur les données gravimétriques et aéromagnétiques.

**Chapitre 4. Tectonic models for the origin of regional
transverse structures in the SW Grenville Province
interpreted from regional gravity**

Modèles tectoniques de formation des structures transverses régionale au
SO de la Province de Grenville interprétées à partir de données
gravimétriques

Grégory Dufrécho, Lyal B. Harris

INRS Centre Eau Terre Environnement, 490 de la Couronne, Québec, Québec G1K 9A9,
Canada

Article soumis à Journal of Geodynamics

*Keywords: Grenville Province, Bouguer gravity, Transverse basement faults, Origin of crustal
lineaments, Tectonics, Baltica - Superior Craton correlation*

Abstract

Analysis of regional gravity data over the SW Grenville Province of Canada has identified hitherto unrecognised transverse deep crustal structures in addition to lineaments that correspond to orogen-parallel mapped tectonic boundaries. Lineaments that trend NW-SE, *i.e.* transverse to the orogen, are interpreted as reactivated Palaeoproterozoic faults in Archaean basement. A prominent lineament (the Mont-Laurier lineament) that extends from the SE Superior Province across the SW Grenville Province is identified on both gravity and seismic tomographic imagery, the latter confirming it represents a lithospheric-scale structure. The Mont-Laurier lineament is interpreted as a reactivated basement structure that marks the extension towards the Superior Craton of the contact between the Karelia and Kola cratons within "Greater Karelia" (Baltica) placed at the Laurentian margin in tectonic reconstructions. It is proposed that this structure developed as a normal fault zone and subsequently reactivated as a transfer fault during two orthogonal Palaeoproterozoic rifting events. Offset of lineaments paralleling tectonic boundaries across the Mont-Laurier lineament suggests it has played an important role as a transfer fault zone during Grenvillian orogenesis. By comparison with proposed origins for transverse lineaments in Phanerozoic arcs, some crustal-scale transverse lineaments (such as the Portneuf lineament) may correspond to structures developed or reactivated due to changes in dip of the subduction zone during formation of the 1.4 Ga Montauban arc along the Laurentian margin. Identification of transverse structures has implications in understanding the architecture of this part of the Grenville Province and the role of discontinuities in Archaean basement during sedimentation, arc-development, and orogenesis.

Résumé

L'étude des données gravimétriques régionales couvrant la Province de Grenville au SO du Canada a permis l'identification de structures crustales, profondes et transverses à la direction générale de l'orogène, et de linéaments parallèles à la direction générale de l'orogène dont certains correspondent à des limites tectoniques crustales déjà cartographiées. Les linéaments transverses, c.-à-d. de direction NO-SE, sont interprétés comme des failles paléoprotérozoïques localisées dans le socle archéen. Un linéament proéminent (le linéament de Mont-Laurier) coupe la Province de Grenville au SO du Québec et se prolonge au NE dans la Province du Supérieur et au SE dans la plate-forme du Saint-Laurent et dans l'orogène des Appalaches. Ce linéament est identifié sur l'imagerie gravimétrique et de tomographie sismique à 100 km, confirmant qu'il matérialise une structure lithosphérique. Le linéament de Mont-Laurier est interprété comme une structure de socle réactivée qui marque le prolongement vers le NE de la limite entre les cratons Karelia et Kola (Baltica) que plusieurs reconstructions tectoniques placent orthogonale à la marge laurentienne. Il est proposé que les structures transverses se soient initialement développées comme des failles normales, puis aient été réactivées en failles de transfert au cours de deux phases de rifting paléoprotérozoïque. Les décalages des linéaments parallèles aux limites tectoniques le long du linéament de Mont-Laurier suggèrent qu'il a joué un rôle important pendant les orogénèses grenvilliennes. En comparaison avec les interprétations proposées pour les linéaments transverses dans les arcs phanérozoïques, certains linéaments transverses crustaux (comme le linéament Portneuf) peuvent correspondre à des structures formées ou réactivées par un changement latéral de plongement de la croûte en subduction à la marge laurentienne au cours de la formation de l'arc de Montauban (1.4 Ga). L'existence des structures transverses ont pu avoir des implications sur l'architecture de cette partie de la Province de Grenville en jouant un rôle au cours de la sédimentation, du développement d'arc et des phases orogéniques.

4.1. Introduction

The Grenville orogen (Figure 4.1a) in North America records a complex Mesoproterozoic tectonic history (Rivers, 1997, 2009; Gower and Krogh, 2003; Davidson, 2008; Hynes and Rivers, 2010) and is regarded as the deep root of a Himalayan-type collisional orogen (Dewey and Burke, 1973; Rivers, 1983; Davidson, 1984b; Windley, 1986; Ludden and Hynes, 2000a, b; Jamieson et al., 2007; Hynes and Rivers, 2010). The SW Grenville Province is characterized by general NE-SW structural and regional lithological trends (Figure 4.1), *i.e.* parallel to the Archaean Superior Province margin marked by the Grenville Front tectonic zone (GFTZ: Wynne-Edwards, 1972; Indares and Martignole, 1989). The principal orogen-parallel structures mapped and imaged on Abitibi-Grenville Lithoprobe seismic profiles in Quebec and Ontario are NW-directed thrusts, some of which show evidence for reactivation as normal shear zones following successive episodes of crustal shortening (Clowes et al., 1996; Corriveau and Morin, 2000; Ludden and Hynes, 2000b; Martignole et al., 2000) during the 1.29-0.98 Ga Grenvillian orogenic cycle (Moore and Thompson, 1980; Rivers, 1997, 2008; Davidson, 2008).

In many Phanerozoic orogens and continental and island arcs crustal- to lithospheric-scale shear zones at high angles to the orogen may be important in exploration for diverse mineral deposit types (Glen and Walshe, 1999; Hill et al., 2002; Neubauer et al., 2005; Lund, 2008) as they are interpreted as having provided channel-ways to magmas and hydrothermal and magmatic fluids. Documented examples include the New Guinea orogen (Hill and Hall, 2003; Hill et al., 2002), continental and island arcs, especially Indonesia (Garwin, 2000, 2002; Garwin et al., 2005), the Andean margin in Argentina (Chernicoff et al., 2002), and during crustal extension in Nevada (Crafford and Grauch, 2002b). An example of their role on localising dilatational sites, hydrothermal fluid flow, and emplacement of igneous intrusions is modelled numerically by Gow et al. (2002). Transverse basement structures may also greatly influence the tectonic development and final structural geometry of the orogen (*e.g.* Hill et al., 2002; Hill and Hall, 2003). Although numerous structures have been mapped perpendicular to the general trend of the orogen in the eastern Grenville Province (Gower et al., 2008; van Gool et al., 2008) and transverse basement faults documented at the SW of the Grenville Province (Boyce and Morris, 2002), except for interpretations of satellite imagery (Sharma et al., 1995b and references therein) where several transverse lineaments are identified similar transverse structures have not been previously interpreted from geophysical data in the SW Grenville

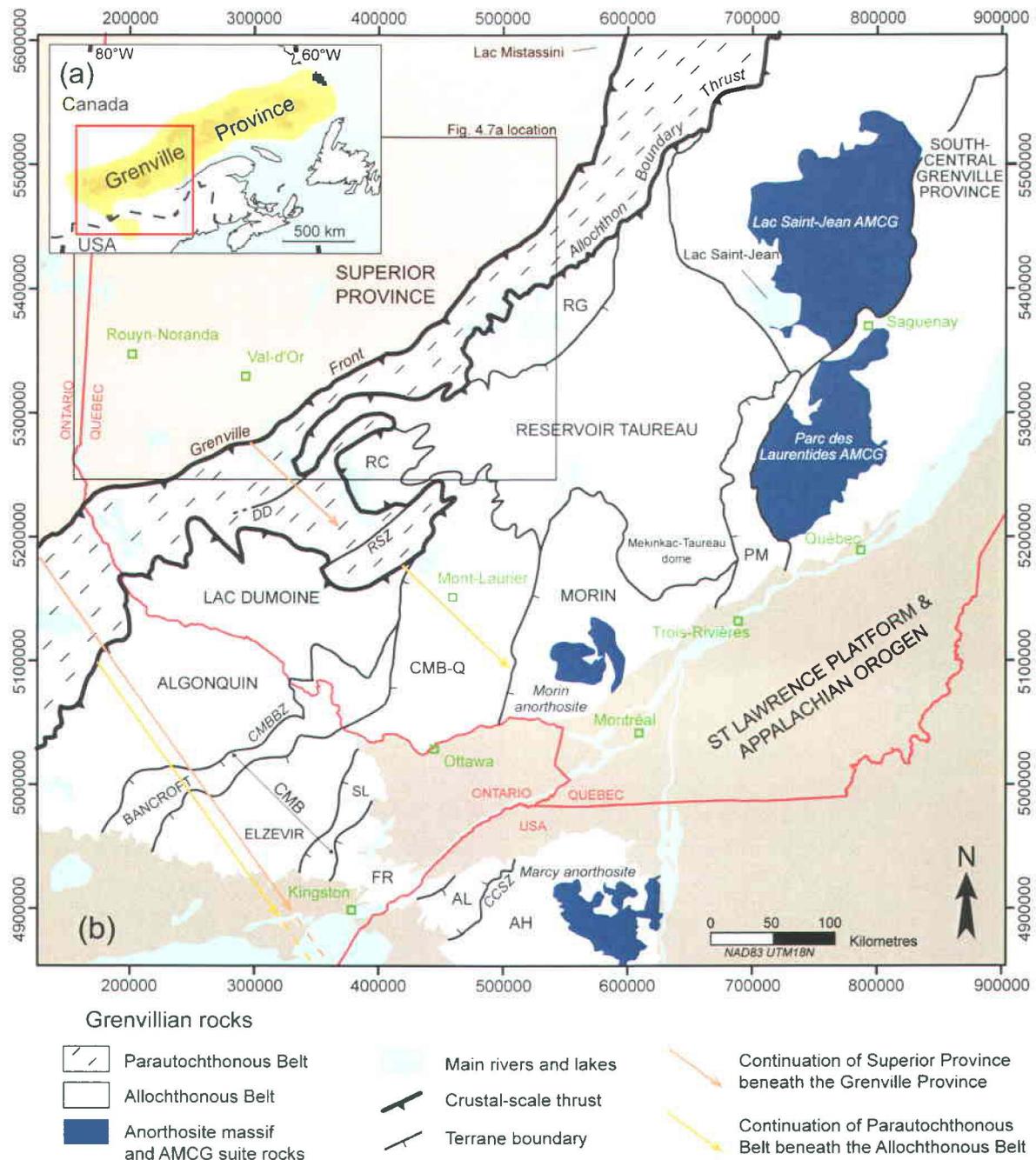


Figure 4.1 : (a) Location of the Grenville Province in North America. (b) Simplified tectonic subdivision of the SW Grenville Province (modified from Davidson, 1998) showing terranes, AMCG complexes and anorthosite massifs. AL: Adirondack Lowlands, AH: Adirondack Highlands, CCSZ: Carthage-Colton shear zone, CMB: Central Metasedimentary Belt, CMBBZ: Central Metasedimentary Belt boundary zone (Ontario), CMB-Q: Central Metasedimentary Belt of Quebec, DD: Dorval detachment, FR: Frontenac terrane, PM: Portneuf-Mauricie terrane, RSZ: Renzy shear zone, RC: Réservoir Cabonga terrane, RG: Réservoir Gouin area, SL: Sharbot Lake terrane.

Province. Although Faure (2003, 2007) identifies abundant sharp NW-striking lineaments in the Grenville Province they are interpreted as reflecting post-Grenvillian structures developed during Iapetan rifting (which lead to formation of the Neoproterozoic to Cambrian Saguenay rift and the Témiscamingue and Ottawa-Bonnechère graben; Tremblay et al., 2003) or Palaeozoic and Mesozoic faults.

This article presents the outcome of research aimed to determine if Grenvillian or pre-Grenvillian transverse structures are present in the SW Grenville Province of Quebec (Figure 4.1) through analysis of regional Bouguer gravity data. Comparisons are made between interpreted gravity lineaments and P-wave seismic tomography to establish whether the structures identified in the crust also affect the sub-crustal lithospheric mantle. Although gravity data presented herein also include part of the Grenville Province of Ontario, discussion is focussed on interpretation and geological significance of structures in SW Quebec.

4.2. Overview of the geology of the SW Grenville Province in Quebec

Deformation and high-grade metamorphism are diachronous along the orogen (Carr et al., 2000a; Gower et al., 2008) with significant differences in the age of tectonothermal events between the Grenville Province in SW Quebec and Ontario (Easton, 2000; Wodicka et al., 2004) and between SW Quebec and central to NE Quebec and Labrador (Krauss and Rivers, 2004). Establishment of regional correlations is complicated by different possible interpretations for the age(s) of high-pressure metamorphism and geodynamic setting, as presented and discussed by Rivers et al. (2002a, b), Davidson (2008), McLelland et al. (2010a), Dickin et al. (2010) and Bartolomew and Hatcher Jr (2010). Discussion of the geological history of the Quebec part of the Grenville Province is missing from many syntheses where conclusions based on Ontario are extrapolated across Quebec, so a brief summary of the timing of events in the SW Quebec part of the Grenville Province is first presented.

4.2.1. SE Superior Craton and Grenville parautochthonous belt

The Grenville Province in SW Quebec (Figure 4.1b) occurs along the SE margin of the Abitibi and Pontiac subprovinces of the Archaean Superior Province (Card, 1990; Thurston and Chivers, 1990; Percival, 2007). The Abitibi subprovince is characterized by approximately E-W

high strain and reverse \pm dextral shear zones which are offset by or link into NW- and NE-trending transcurrent to transpressional shear zones developed during NW-SE to N-S shortening in the ca. 2.8-2.6 Ga Kenoran orogeny (Daigneault 1996; Daigneault et al., 2002; Trépanier, 2008; Leclerc et al., in press). In the SE Abitibi adjacent to the study area shear zones trending WNW-ESE to NW-SE are truncated by the Grenville Front tectonic zone taken as marking the NW limit to the Grenville Province. A cleavage and faults attributed to Grenvillian deformation, however, also affect the SE Superior Craton up to ca. 50 km NW of the Grenville Front (Allard, 1976; Baker, 1980; Daigneault, 1991; Daigneault and Allard, 1994). The SE Superior Province is cut by NW-SE trending dykes of: (i) the Mistassini dyke swarm (Fahrig et al., 1986) dated at 2.47 Ga (Heaman, 1994), (ii) the ca. 2.07 Ga Lac Esprit dyke swarm (Goutier et al., 1999; Buchan et al., 2007), and (iii) the ca. 1.24-1.23 Ga Sudbury dyke swarm (Krogh et al., 1987; Dudàs et al., 1994). The latter dykes may represent a south-eastward, on-strike extension of the ca. 1.267 Ga Mackenzie dyke swarm (Baragar et al., 1996).

The parautochthonous belt of the Grenville Province represents rocks of the SE Superior Province that were deformed and metamorphosed during Grenvillian orogenesis (Rivers et al., 1989; Martignole and Friedman, 1998; Tollo et al., 2004; Rivers, 2009). An Archaean parentage is determined from lithology (Daigneault and Allard, 1994), geochronology of intrusive suites and metamorphic events (Doig, 1977; Krogh, 1994; Chen et al., 1995), metamorphic history (Indares and Martignole, 1990a), Sm/Nd model ages (Dickin and McNutt, 1989), and mapping of Archaean lithological packages and shear zones from the Superior Province into the parautochthonous belt (Daigneault and Allard, 1994; Bandyayera et al., 2005) which is also apparent on aeromagnetic imagery (Faure, 2007). The Abitibi-Grenville Lithoprobe deep crustal reflection seismic profile (Martignole and Calvert, 1996; Martignole et al., 2000) shows that Archaean crust of the Superior Craton continues beneath the Grenville Province at least as far as the eastern boundary of the Central Metasedimentary Belt (Figure 4.1). In SW Quebec the parautochthonous belt forms a wide promontory that extends 150 km into the allochthonous belt where terranes have been thrust northwestwards onto the Superior Craton margin (Figure 4.1). Rocks of the parautochthonous belt overthrust the Superior Province along a series of NE-striking ductile shear and fault zones that cross-cut Archaean fabrics at a high angle to the orogen within the Grenville Front tectonic zone (Ludden and Hynes, 2000b; Davidson, 2001; Martignole and Martelat, 2005; Rivers, 2009).

The Grenville Front is imaged as a crustal-scale structure on Lithoprobe deep reflection seismic profiles (Kellett et al., 1994; Martignole and Calvert, 1996; Martignole et al., 2000) along which

thrusting has occurred during terrane assembly (Rivers et al., 1989; Rivers, 2009). Normal displacement during orogenic collapse has been proposed mainly along the Dorval detachment, a SE-dipping extensional shear zone located at ca. 50 km S of the Grenville Front (Indares and Martignole, 1989; Martignole et al., 2000; Martignole and Martelat, 2005) and along the Baskatong ramp (Martignole and Calvert, 1996; Martignole et al., 2000) that correspond to a local portion of the Allochthon Boundary Thrust (Figure 4.1).

The contact between the parautochthonous belt and allochthonous terranes is marked by the Allochthon Boundary Thrust (Figure 4.1; Rivers et al., 1989; Martignole and Calvert, 1996; Ketchum and Davidson, 2000; Dickin and Guo, 2001; Rivers, 2009).

4.2.2. Allochthonous belt

The allochthonous belt comprises Palaeoproterozoic to Mesoproterozoic terranes (Figure 4.1b) separated by thrust shear zones, some of which were reactivated in extension (Davidson, 1984a, b; Martignole and Calvert, 1996; Ketchum et al., 1998). From NW to SE these terranes are:

(i) The Central Gneiss Belt (Algonquin terrane in Ontario and Lac Dumoine terrane in Quebec). The Central Gneiss Belt consists of granitoid rocks intruded during two magmatic episodes at ca. 1.75-1.6 Ga and ca. 1.47-1.43 Ga (Krogh, 1991; Nadeau and van Breemen, 1998; Ketchum and Davidson, 2000; Rivers et al., 2002a, b) within a ca. 1.6-1.3 Ga continental arc developed along the pre-Grenvillian Laurentian margin (Dickin, 2000; Martignole et al., 2000; Davidson, 2008; Slagstad et al., 2009). The Central Gneiss Belt is a probable continuation of the midcontinental Granite-Rhyolite Province of the northern USA (Slagstad et al., 2009).

Problems arise in attempting to correlate tectonothermal events of the Grenvillian orogenic cycle between the Algonquin and the Lac Dumoine terrane are exacerbated by the different possible interpretations of metamorphic and geochronological data summarized by Rivers et al. (2002a, b). Rivers et al. (2002a, b) extrapolate a (problematic) age of high pressure (HP) metamorphism in the Algonquin terrane in Ontario of 1.06-1.04 Ga to the entire Central Gneiss Belt, including the Lac Dumoine terrane in Quebec. There is, however, no evidence for such a significant tectonothermal event at this time in the CMB-Q and extensional shear zones as developed along the NW margin of the CBM-Q near the contact with the Lac Dumoine terrane (that equate to extensional displacement interpreted along the Baskatong ramp from the

Lithoprobe section by Martignole and Calvert, 1996) predate Chevreuil suite plutons (Corriveau et al., 1998; Corriveau and van Breemen, 2000). Either the Algonquin and Lac Dumoine terranes are separate entities that record two vastly different HP events or that the alternative model for a pre-1.17 Ga timing of HP metamorphism (based on whether the Algonquin metagabbro experienced or post-dates the HP metamorphic event) described, but rejected, by Rivers et al. (2002a, b) may be correct. In contrast to Rivers et al. (2002a, b) we favour the simpler, latter interpretation where both terranes are contiguous and HP metamorphism was produced by overthrusting of allochthonous nappes during the Elzevirian orogenic event.

(ii) The Central Metasedimentary Belt of Quebec (CMB-Q; Wynne-Edwards et al., 1966; Wynne-Edwards, 1969; Corriveau and Morin, 2000; Corriveau and van Breemen, 2000) or Mont-Laurier terrane (Indares and Martignole, 1990b; Martignole and Calvert, 1996; Martignole et al., 2000) corresponds to the northern extension of the Central Metasedimentary Belt in Ontario and New York (Corriveau, in press and reference therein). The CMB-Q is interpreted as having component formed in passive margin, continental arc and back arc setting along the Laurentian margin (Hanmer et al., 2000; Rivers and Corrigan, 2000; Nantel and Pintson, 2002; Blein et al., 2003; Dickin and McNutt, 2007; Davidson, 2008; Dickin et al., 2010; Harris et al., 2010, in preparation).

(iii) The Réservoir Cabonga terrane, a thin synformal klippe of marbles and metapelite (Martignole and Pouget, 1993; Martignole and Pouget, 1994; Brunet and Martignole, 1995) intruded by the Cabonga nepheline syenite during high-grade metamorphism at ca. 1.17 Ga (Hudon et al., 2006; *i.e.* prior to Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite (AMCG) plutons elsewhere described in the next paragraph). The Réservoir Cabonga terrane is bounded to the northwest by the lobate, highly deformed, SE dipping Bouchette gabbro-anorthosite complex (Otton, 1978). The Réservoir Cabonga terrane was emplaced onto the parautochthonous belt along NW and W-directed thrusts (Martignole and Pouget, 1994) at ca. 1.0 Ga (Hudon et al., 2006 and references therein).

(iv) The Morin terrane comprises high-grade metasedimentary rocks (interpreted as part of the Grenville Supergroup) and meta-igneous rocks intruded by 1.165-1.135 Ga plutons of the Morin AMCG suite (Martignole and Schrijver, 1970; Emslie and Hunt, 1990; Doig, 1991; Martignole and Calvert, 1996; Peck and Valley, 2000; Peck et al., 2005). Although referred to as a terrane, the presence of Grenville Supergroup rocks suggests that it is continuation of the Central Metasedimentary Belt (as portrayed by Davidson, 2008) developed along the Laurentian margin and not an exotic, subsequently accreted entity. The Morin terrane, including the margin of the

Morin anorthosite, is deformed by transcurrent ductile shear zones (Martignole et al., 1995; Zhao et al., 1997) shortly after AMCG suite emplacement. Plutons of the 1.08-1.07 Ga Saint-Didace complex (unpublished data cited in Nadeau et al., 2008) and ca. 1.08 Ga Shawinigan norite (Corrigan and van Breemen, 1997) provide evidence for a second magmatic event in the Morin terrane during the 1.08-0.98 Ga Grenvillian orogeny s.s. (Gower and Krogh, 2002; Rivers, 1997, 2008).

(v) The Portneuf-Mauricie terrane comprises metasedimentary rocks and metatuffs of the 1.45 Ga Montauban group intruded by the 1.4-1.37 Ga plutons of the La Bostonnais complex (Nadeau and van Breemen, 1994; Corrigan and van Breemen, 1997; Clark, 2000; Nadeau and van Breemen, 2001; Sappin et al., 2007, 2011). The Portneuf-Mauricie terrane is interpreted as an accreted island arc (Gauthier, 1993; Nadeau et al., 2008) or a continental arc developed along the Laurentian margin (Corrigan and van Breemen, 1997).

(vi) The Réservoir Taureau terrane. Although this terrane encompasses a large part of our study area it has not been extensively studied and is the least known sector of the allochthonous belt in SW Quebec. The SE part of the Réservoir Taureau terrane comprises the Mékinac-Taureau dome (Figure 4.1) composed mainly of intermediate and felsic granulitic gneiss (Nadeau and van Breemen, 2001; Nadeau et al., 2008). The dome is overlain on its S and W flanks by the Morin terrane, and on the E by the Portneuf-Mauricie terrane. Regional gravity interpretations by Harris et al. (in preparation) indicate that a 1.08 Ga extensional shear zone on its eastern margin (Nadeau et al., 2007, 2010) is a continuation of the Carthage Colton shear zone separating the Adirondack Lowlands and Highlands (Figure 4.1; Mezger et al., 1993; Wastney et al., 1999; McLelland et al., 1996). Granulite-facies gneisses of the Réservoir Gouin area, NW of the Réservoir Taureau terrane constitute an allochthonous thrust sheet transported NW over the parautochthonous belt (Faure, 2007).

(vii) Two AMCG-dominated domains: the 1.165-1.135 Ga Lac Saint-Jean AMCG domain and the 1.09-1.04 Ga Parc des Laurentides domain (Frith and Doig, 1973; Higgins and van Breemen, 1992; Hervet et al., 1994; Higgins and van Breemen, 1996; Corrigan and Hanmer, 1997; Hébert et al., 2005) of the South-Central Grenville Province.

4.2.3. Summary of tectonic history for the Grenville Province in SW Quebec

High-P-T granulite-facies metamorphism and partial melting at ca. 1.2-1.18 Ga (Wodicka et al., 2004) accompanied NW-directed thrusting onto the Laurentian margin and multiple folding during the main tectonothermal event in the Central Metasedimentary Belt of SW Quebec. This event is coeval with the 1.29 to 1.19 Ga Elzevirian orogeny documented in Ontario (Moore and Thompson, 1980; McLelland et al., 1996; Rivers, 1997, 2008; Rivers and Corrigan, 2000; Gower and Krogh, 2002) and is thus far older than high-pressure metamorphism documented in Ontario (Rivers, 2000; Rivers et al., 2002a, b) and Labrador (Krauss and Rivers, 2004) in the Rigolet event. After a period of post-orogenic, extensional collapse following the main 1.2 Ga tectonothermal event, including displacement on the Baskatong Ramp (Martignole and Calvert, 1996) during which normal shear zones and elongate antiforms were developed in the CMB-Q (Harris et al., 2001) and the St Boniface and Flinton group sedimentary sequences deposited (Hanmer et al., 2000), intrusion of 1.17 to 1.16 Ga voluminous AMCG bodies and Chevreuil suite intrusions occurred. These intrusions and young sedimentary sequences were deformed during the ca. 1.19 to 1.14 Ga Shawinigan orogeny (Rivers, 1997). An extensive event between 1.08 Ga and 1.07 Ga documented in Portneuf-Mauricie terrane and South-Central Grenville Province follows and is associated with regionally gabbroic intrusive emplacement (Nadeau and van Breemen, 2001). The final configuration of terranes in SW Quebec results of a propagation of transcurrent deformation toward the NW during the Grenvillian orogeny s.s. (Martignole and Friedman, 1998). Late-Grenvillian oblique sinistral extensional ductile shear zones occur in the Portneuf-Mauricie terrane consequently to the exhumation of the Mékinac-Taureau dome (Nadeau et al., 2008).

Events in the SW Grenville Province in Canada are interpreted to result from:

- (i) Closure of continental back arc rift or basins developed along a ca. 1.4 Ga to 1.2 Ga continental-margin magmatic arc on the SE margin of the Laurentian margin (Hanmer et al., 2000; Rivers and Corrigan, 2000; Dickin and McNutt, 2007; Slagstad et al., 2009; Dickin et al., 2010) in which sedimentary rocks of the Grenville Supergroup (that constitute the Frontenac-Adirondack-Morin Belt and the Central Metasedimentary Belt of Quebec; Corriveau et al. 2007) were deposited, and;
- (ii) Accretion of continental arc \pm island arc terranes (Gauthier, 1993; Carr et al., 2000b).

In SW Quebec there is no evidence that Elzevirian orogeny took place outboard of the Laurentian margin and for subsequent accretion of Elzevirian terranes to the Laurentian margin

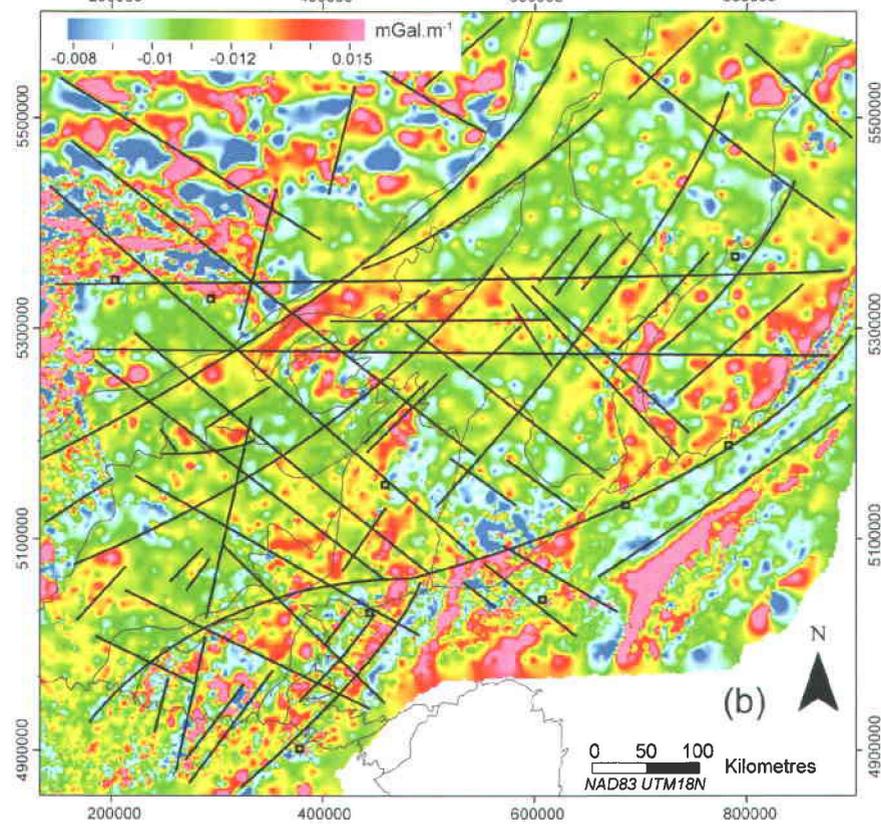
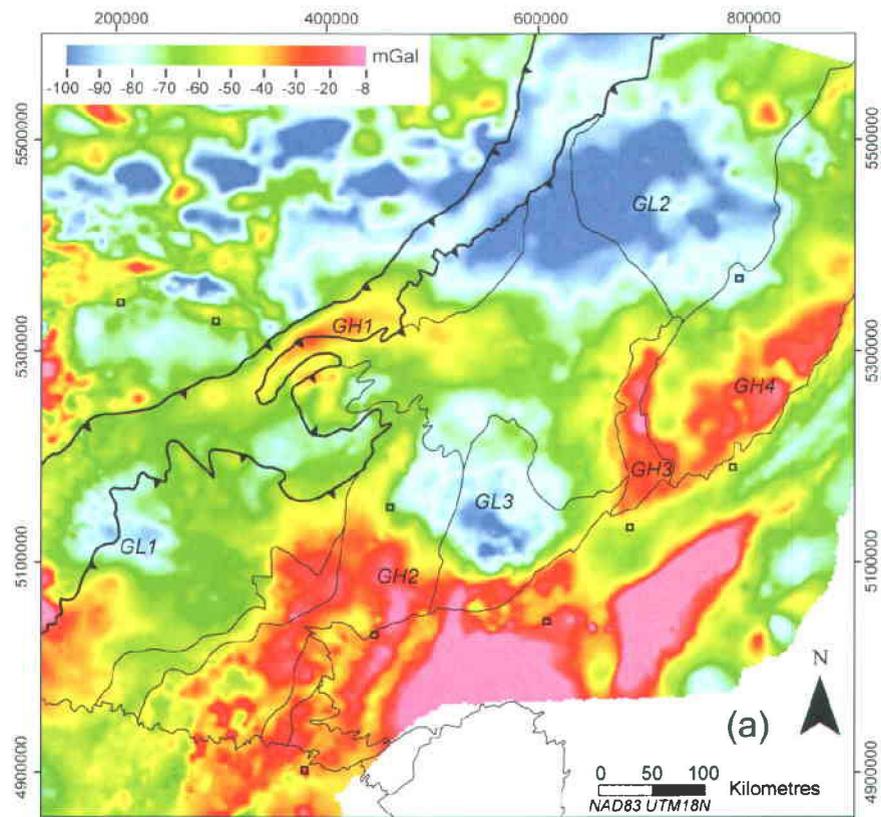
in the Grenville orogeny as proposed for the Composite Arc Belt in Ontario (Easton, 1992; Carr et al. 2000b) and all events in the Grenville Province of SW Quebec are shown to have taken place along the Laurentian margin (Davidson, 2008). For example, structures in Archaean Superior Craton basement are interpreted as having been active during and/or immediately following deposition of the Grenville Supergroup where they control the location of zinc deposits (Harris et al., in preparation). Sheeted dykes and plutons of the ca. 1.165 Ga Chevreuil suite that intruded after peak metamorphism and main deformation stages constitute stitching plutons across terrane boundaries (Corriveau et al., 1998; Corriveau and van Breemen, 2000) although they are locally deformed by younger events (Harris et al., 2001).

The culmination of the Grenville orogenic cycle is the Grenville orogeny *s.s.* (Rivers, 1997; Gower and Krogh, 2002; Tollo et al., 2004; Rivers, 2008) which is interpreted to result from collision between Laurentia and Amazonia (Li et al., 2008; Bogdanova et al., 2009). The Grenville orogeny *s.s.* is subdivided into the 1.08 to 1.02 Ga Ottawan and 1.0 to 0.98 Ga Rigolet orogenies (Rivers, 1997, 2008; Gower and Krogh, 2002). Effects of these events in SW Quebec are less significant than documented in the Ontarian part of the Grenville Province although ages of ca. 0.95 Ga (Krogh, 1994), ca. 1.015 Ga and ca. 0.93 Ga (Cadéron et al., 2005; Cadéron and Rivers 2006) record isotopic resetting attributed to coincide with late reverse displacement along the Grenville Front tectonic zone.

4.3. Crustal and lithospheric thickness estimates

Crustal thickness (taken as depth to the seismological Moho) along the Grenville Province part of the Abitibi-Grenville Lithoprobe seismic profile in SW Quebec (Martignole and Calvert, 1996; Figure 4.1) is approximately 44 km beneath the Superior Province and CMB-Q (Mont-Laurier Terrane of these authors), but thins to ca. 36 km where the Moho is bowed upwards in the footwall of an interpreted extensional detachment.

Calculations of elastic and lithospheric thicknesses for the Superior Province and Grenville Province are highly variable. Bourlon (2004) estimates that the elastic thickness of the lithosphere in the N of the study area changes across a NNW-SSE striking gradient from ca. 50 km between Lac Saint-Jean and Lac Mistissini to 70 km or more W of the Réservoir Gouin



(Figure 4.1b). This is not supported by a subsequent regional study by Audet and Mareschal (2007) that shows that elastic thickness in the Grenville Province is greater than 100 km.

Lévy et al. (2010) estimate that the geophysics lithospheric thickness of the Superior Province to be 280 ± 20 km and that for the Grenville Province this must be significantly less; this estimate is greater than the ca. 140 km to ca. 240 km for the lithospheric thickness of the Superior Province calculated by Darbyshire et al. (2007) and ca. 220 km (Yuan and Romanowicz, 2010) calculated from seismic tomography (although Darbyshire et al., 2007 note that the lithospheric structure of the SE Superior Craton is complex and incompletely resolved).

4.4. Data and processing

4.4.1. Gravity data

Our study uses the Canadian Geodetic System Information (2006) 2 km cell size grid (Figure 4.2a) of 26,444 gravity stations. The spacing of gravity stations is variable, but is generally less than 20 km. Canadian Geodetic System Information (2006) data are reduced to the IGSN71 datum. Gravity values are calculated from the Geodetic Reference System 1980 (GRS80) formula and Bouguer gravity anomalies are calculated using a vertical gravity gradient of $0.3086 \text{ mGal.m}^{-1}$ and a crustal density of 2670 kg.m^{-3} (Canadian Geodetic System Information, 2006). The first vertical derivative of the Bouguer gravity field (Figure 4.2b) highlights the gravity response directly attributable to shallower, sub-surface lithologies (Blakely, 1995). Upward continuation (Lyngsie et al., 2006) of the Bouguer gravity field to 10, 50, and 80 km (Figure 4.3) calculates the response from sources deeper than depths of approximately half the upwards continuation level (Jacobsen, 1987) such that, given the interpretation of Lithoprobe deep crustal reflection seismic profile by Martignole and Calvert (1996), Ludden and Hynes (2000b), and Martignole et al. (2000):

Figure 4.2: Outline of a simplified tectonic subdivision (Figure 4.1b, modified from Davidson, 1998) superposed (a) on the Bouguer gravity field of the SW Grenville Province in Canada, and (b) on the first vertical derivative of the Bouguer gravity field for the same region and on gravity lineament interpreted from the Bouguer gravity field and the first vertical derivative of the Bouguer gravity field. The main gravity domains are highlighted. Squares locate main cities for reference (refer to Figure 4.1b for city names).

- Upward continuation to 10 km (Figure 4.3b) corresponds to source depths greater than 5 km thereby excluding the gravity response from structures within allochthonous thrust sheets in the upper crust (Figure 4.3e, f).
- Upward continuation to 50 km (Figure 4.3c) corresponds to source depths greater than 25 km thereby excluding the gravitational response from sources in the upper and middle crust (Figure 4.3e, f).
- Upward continuation to 80 km (Figure 4.3d) corresponds to sources deeper than 40 km, *i.e.* those near to the base of the crust and deeper, including upper mantle structures (Figure 4.3e, f).

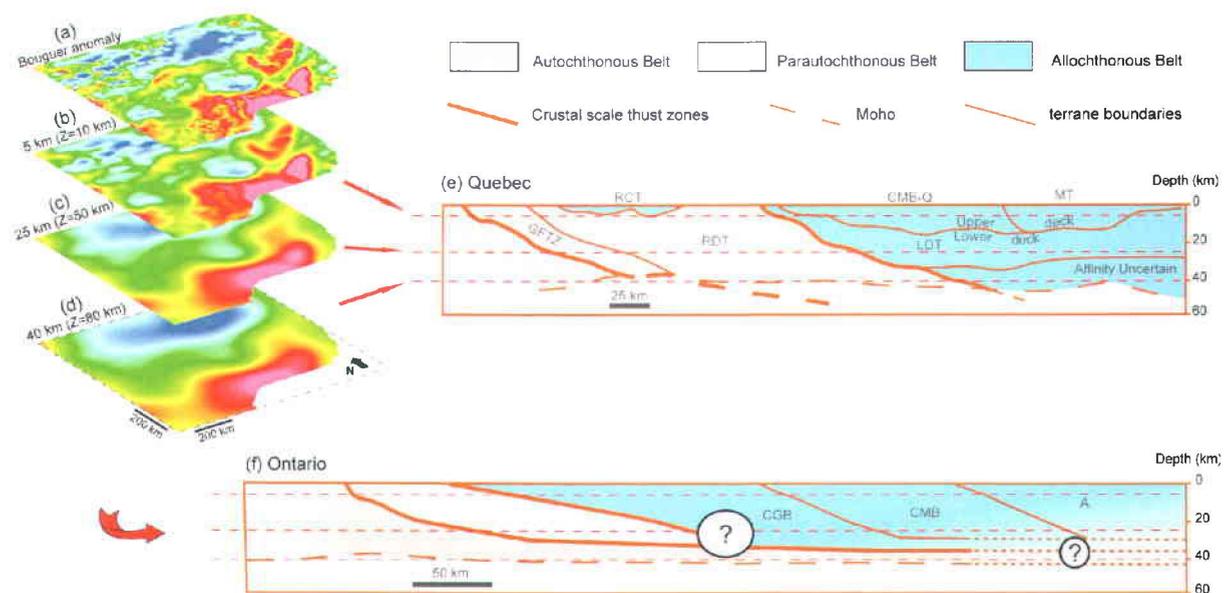


Figure 4.3: Upward continuation of the Bouguer gravity field and correspondence with the Grenvillian crust in western Quebec (modified from Ludden and Hynes, 2000b). The resulting images retains anomalies from sources below half the level of upward continuation (Jacobsen, 1987) and attenuates sources above. (a) Bouguer gravity field; (b) Gravity field upward continued to 10 km corresponding to sources deeper than ca. 5 km. (c) Gravity field upward continuation to 50 km corresponding to sources deeper than ca. 25 km. (d) Gravity field upward continued to 80 km corresponding to sources deeper than ca. 40 km. (e) Grenville province section in SW Quebec interpreted in term of crustal block by Martignole et al. (2000). (f) Grenville province section in Ontario interpreted in term of crustal block summarized in (2000b). A: Adirondack Lowlands and Highlands, GGB: Central Gneiss Belt, CMB: Central Metasedimentary Belt (Ontario), CMB-Q: Central Metasedimentary Belt of Quebec, GFTZ: Grenville Front tectonic zone, LDT: Lac Dumoine terrane, MT: Morin terrane, Réservoir Cabonga terrane, RDT: Réservoir Dozois terrane. Question marks locate uncertain parts of the Grenville Province section due to a gap in the seismic profile.

4.4.2. Seismic tomographic data

Seismic tomographic data from the MIT P-wave tomography (MIT P-wave data 2008) described by Burdick et al. (2008), were gridded using a kriging algorithm. A butterworth filter based on a step function with a cosine roll-off was used to suppress high-frequency noise of the sampling grid in the dataset but which leaves the form of anomalies unchanged. Percentage change from the background P-wave tomography model for 100 km (*i.e.* at approximately mid-way through the sub-crustal lithospheric mantle) is displayed in Figure 4.4.

4.5. Long wavelength Bouguer gravity anomalies over the SW Grenville Province

The general Bouguer gravity in the SW part of the study in both the parautochthonous belt and Lac Dumoine and Algonquin terranes ranges between ca. -70 to -50 mGal (Figure 4.2a). As noted by Antonuk and Mareschal (1992) and Kellett et al. (1994), in contrast to some other parts of the Grenville Province where the Grenville Front corresponds to an elongate gravity low attributed to crustal thickening (Goodacre, 1972; Guillou et al., 1994; Rivers et al., 2002a, b; Natural Resources Canada, 2011) there is no such significant regional gravity low that marks the Grenville Front tectonic zone in the SW part of the area studied (Figure 4.2a). Instead of crustal thickening, which Rivers et al. (2002a, b) propose occurred elsewhere during the Rigolet orogeny, Abitibi-Grenville Lithoprobe seismic profiles across our study area (Kellett et al., 1994; Martignole and Calvert, 1996; Figure 4.1) show mantle uplift in the footwall to the Grenville Front tectonic zone and necking of the crust interpreted to have been produced during post-orogenic collapse and crustal thinning during displacement on the Dorval detachment (Martignole and Martelat, 2005). Gravity modelling of gravity data collected along the Abitibi-Grenville Lithoprobe traverse by Telmat et al. (1997) and Telmat (1998) confirms that the Bouguer gravity anomaly is consistent with crustal thinning southward of the Grenville Front interpreted from seismic reflection data. A NE-trending gravity high (GH1 in Figure 4.2a) -45 to -30 mGal approximately 60 km wide (Figure 4.2) is located between the Grenville Front and the Réservoir Cabonga terrane. The NE portion of the GH1 continues towards the E and is progressively attenuated in the allochthonous belt. Our interpretation of the GH1 anomaly is agrees with that of Faure (2007) that it originates from a large volume of mafic gneiss and amphibolites within an

extension of the Lac Témiscamingue terrane into the parautochthonous belt. The SE part of the allochthonous belt comprises several ca. -40 to -8 mGal gravity highs (GH2-4 in Figure 4.2a). GH2 encompasses the eastern part of the Lac Dumoine terrane (Indares and Martignole, 1990a; Rivers et al., 2002a, b) and the Central Metasedimentary Belt to the southern part of the CMB-Q and extends eastward beneath the St Lawrence Platform. The elongate N-S gravity high GH3 (Figure 4.2a) equates with the Portneuf-Mauricie terrane where they are due to the presence of voluminous mafic and ultramafic rocks and late tectonic gabbro-norite bodies (Paradis, 2004). The gravity high 4 (GH4 in Figure 4.2a) within the southern part of the Parc des Laurentides domain may similarly be due to large volumes of mafic and ultramafic rocks.

The SW Grenville Province also comprises three broad -65 to -89 mGal gravity lows (GL1, GL2, GL3 in Figure 4.2a). Anomaly GL1 straddles the boundary between the parautochthonous belt and the area referred to in Ontario as the Algonquin terrane (Nadeau and van Breemen, 1998; Ketchum and Davidson, 2000) and the Lac Dumoine terrane in Quebec (Figure 4.2a). Anomaly GL1 does not appear associated with a particular mapped rock type on Grenville Province map of Davidson (1998, 2008) and its sub-surface source remains uncertain; a possibility is that this anomaly is due to an undefined granitoid batholith.

An elongate negative gravity low between ca. -100 to -70 mGal in the NE part of Figure 4.2a (distinct from an adjacent low in allochthonous terranes; GL2 in Figure 4.2a, discussed below) can be traced directly into the Superior Province in an area dominated by orthogneiss and granitoids as portrayed on the simplified Abitibi map by Goutier and Melançon (2007) and so is interpreted as reflecting a continuation of these lithologies in the parautochthonous belt. This interpretation agrees with that of Innes (1957) who relates negative Bouguer anomalies in the Quebec Grenville Province along the Grenville Front to the presence of large granitic batholiths although these are clearly Archaean and not associated with Grenvillian events. The GL3 encompasses the NE part of the CMB-Q, the southern part of the Réservoir Taureau terrane, and the central and northern part of the Morin terrane, including the Morin anorthosite in the southern part of the anomaly (Figure 4.2a). Kearey (1978) attributes the GL3 anomaly to an undefined low density mass no deeper than the lower crust.

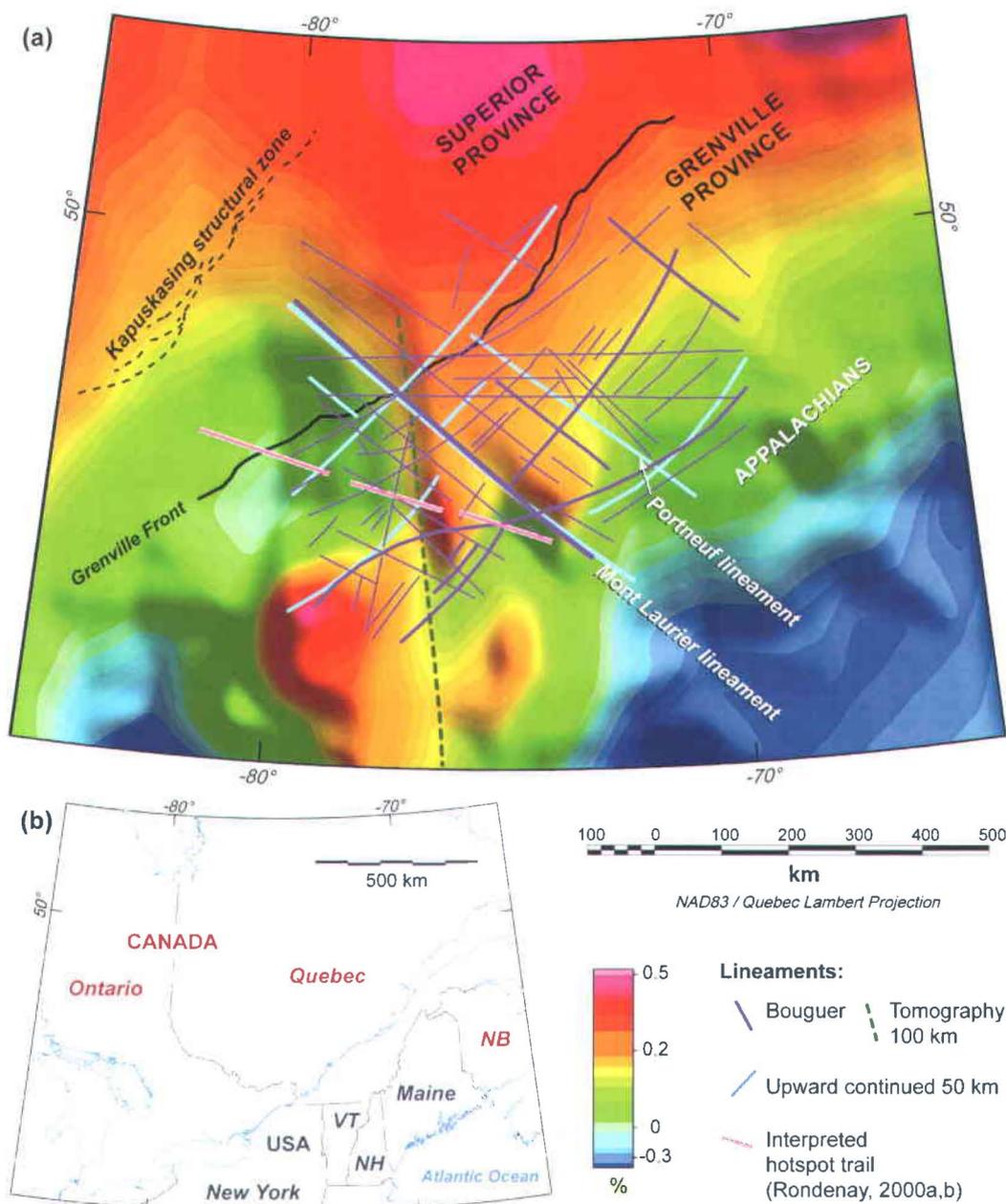


Figure 4.4: (a) Gravity lineaments from this study compared to the shaded image of percentage change from the background model for 100 km P-wave tomography model data for N America created using travel-time residuals of Burdick et al. (2008). Note that the area covered by seismic tomography data in these figures is larger, as shown by the location map in (b), than that covered by our gravity interpretation to provide a better regional perspective. Following previous similar geological use of seismic tomographic data (e.g. Begg et al., 2009), positive velocity differences are portrayed by warm colours as they generally correlate with Archaean mantle. At 100 km (*i.e.* within the sub-crustal lithospheric mantle) the Mont-Laurier lineament is seen to be coincident with a prominent tomographic feature and several smaller steps in tomographic features also correlate to gravity lineaments (see text for details). An interpreted NNW-striking structure on the tomographic image is not apparent from our gravity data. The change in velocity difference in the SW of the image coincides with the Mont-Laurier lineament and Kapuskasing structural zone. No lineaments parallel the trace of the Monteregian hotspot as interpreted for a 200 km tomographic slice by Rondenay et al. (2000a, b) and the image presented here for 100 km shows no evidence for this feature.

4.6. Regional lineaments

Regional lineaments interpreted from the Bouguer gravity (Figure 4.2 and Figure 4.5a) and its first vertical derivative (Figure 4.2b) may correspond to deep, long-lived structures. They are apparent on both Bouguer gravity and its first vertical derivative and correspond to straight or slightly curved features that mark the margins of several distinct gravity anomalies. Their lengths range from a few tens of km to more than 900 km, most of them are longer than 100 km.

Lineaments are also interpreted from Bouguer gravity upward continued to: (i) 10 km (corresponding to a source depth greater than 5 km; Figure 4.5b), (ii) 50 km (i.e. source depth greater than 25 km; Figure 4.5c), and (iii) 80 km (i.e. source depth greater than 40 km; Figure 4.5d) to establish the roots of regional lineaments. They also mark straight or slightly curved margins to gravity anomalies. Most lineaments interpreted from upward continued Bouguer gravity (Figure 4.5b, c, d) are longer than lineaments interpreted from Bouguer gravity and its first vertical derivative (Figure 4.5a). The decrease in the number of lineaments and the lack of short lineaments (less than 100 km) on upwards continued Bouguer gravity reflects the decrease in data resolution resulting from the upward continuation.

4.6.1. 050° striking gravity lineaments

The Grenville Front lineament (#22 in Figure 4.5a), the most significant structure on Bouguer gravity, is still apparent on data upward continued to 80 km (Figure 4.5d), in agreement with Lithoprobe seismic data (Kellett et al., 1994; Martignole and Calvert, 1996; Ludden and Hynes, 2000a, b; Martignole et al., 2000) and 2.5D gravity modelling (Telmat et al., 1997; Telmat, 1998) that this structure affects the entire crust. The Grenville Front lineament bifurcates NW of GH1 (Figure 4.2a and Figure 4.5a); its western trace (#22 in Figure 4.5a) follows the Grenville Front, whereas its eastern trace (#23 in Figure 4.5a) continues in the parautochthonous belt to join the Allochthonous Boundary Thrust. On Bouguer gravity data upward continued to 10 km the eastern trace (#23 in Figure 4.5b) is more visible, but is only weakly expressed on the image of upward continuation to 50 km (Figure 4.5c), while the lineament corresponding to the Grenville Front (#22 in Figure 4.5c) is the more visible on gravity data upward continued to 80 km.

A long, curved lineament (#24 in Figure 4.5a) that crosses the southern part of the CMB-Q from E to W splits on Bouguer gravity data upward continued to 10 km into two NE-striking structures

(Figure 4.5b) that are offset across the transverse, NW-striking Mont-Laurier lineament (described in the following section). The NE part of lineament #24 (Figure 4.5b) marks the S limit of the Portneuf-Mauricie terrane and of the South-Central Grenville Province. Its SW part coincides with the Central Metasedimentary Belt boundary zone (Figure 4.1), a shallowly SE-dipping thrust shear zone separating the Central Metasedimentary Belt from the Central Gneiss Belt (Davidson, 1984b; Hanmer and Ciesielski, 1984; Hanmer, 1988; Rivers et al., 1989; Carr et al., 2000b; Dickin and McNutt, 2007). Both segments of lineament #24 are identifiable on Bouguer gravity data upward continued to 10 km (Figure 4.5b) and 50 km (Figure 4.5c). The lineament that corresponds to the Central Metasedimentary Belt boundary zone is identifiable on Bouguer gravity data upward continued to 80 km (Figure 4.5d) which indicates that it represents a crustal-scale structure (See section 4.7 for its expression on seismic tomography).

A portion of lineament #25 (Figure 4.5a) corresponds to the Renzy shear zone (Dickin et al., 1989; Martignole and Calvert, 1996; Montreuil and Constantin, 2010) in the parautochthonous belt; this lineament also cuts the Algonquin and Lac Dumoine terranes and the NW part of the Réservoir Taureau terrane.

A long lineament #26 (Figure 4.5a) crosses the Morin terrane, the Réservoir Taureau terrane, and the N of the South-Central Grenville Province, does not correspond to any mapped structure. On Bouguer gravity data upward continued to 10 km (Figure 4.5b) lineament #26 extends further SW to join with lineament #5 (two separate structures on Figure 4.5a), to form a structure that cuts the Morin terrane and the Lac Saint-Jean domain crossing both the Morin and Lac Saint-Jean anorthosites. This structure continues SW beneath the St Lawrence platform toward the Frontenac terrane and the Adirondack Lowlands.

In addition to these main orogen-parallel features, several shorter (30 to 300 km long) lineaments striking 050° are also identified within the allochthonous belt (Figure 4.5a), although lineament #6 (Figure 4.5a) does not correspond to a known structure, several of them correspond to mapped shear or deformation zones (the correspondence between lineaments and mapped features are summarized in Table 1). Several lineaments confined to the Ontarian part of the Central Metasedimentary Belt do not, however, correspond to mapped structures. From upward continuation images, the majority of these shorter lineaments identified from

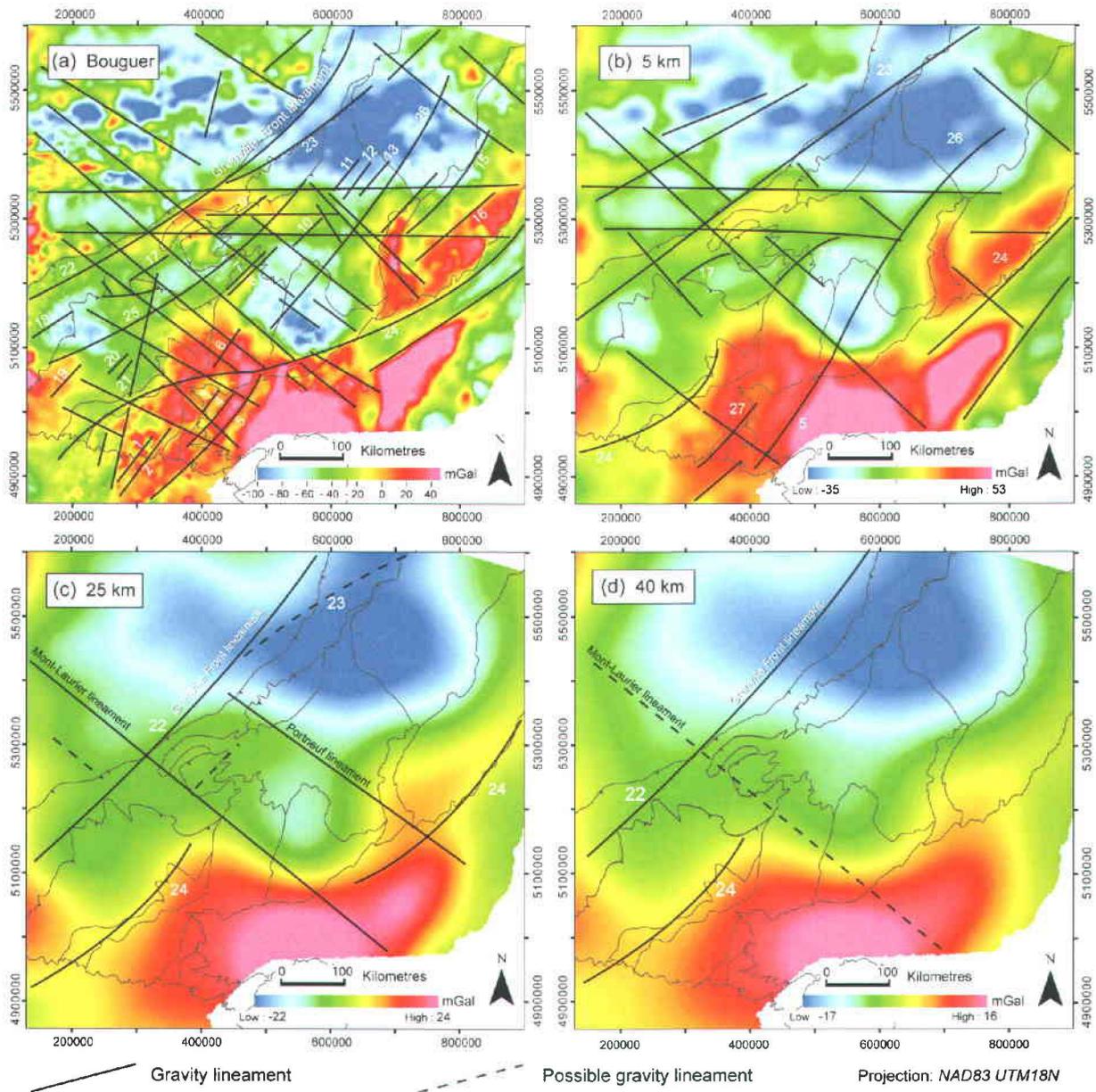


Figure 4.5: (a) Gravity lineaments interpreted from the Bouguer gravity field and its first vertical derivative superposed on Bouguer anomalies. (b) Gravity lineaments interpreted from and superposed upon Bouguer gravity upward continued to 10 km (*i.e.* at a depth of ca. 5 km). (c) Gravity lineaments interpreted from and superposed upon Bouguer gravity upward continued to 50 km (*i.e.* at a depth depth of ca. 25 km). (d) Gravity lineaments interpreted from and superposed upon the upward continuation of the Bouguer gravity field to 80 km (*i.e.* structures at ca. 40 km). Note that the base of the crust is between 44 km and 36 km in SW Quebec (Martignole et al., 2000). All figures show the superposed outline of a simplified tectonic subdivision of the Grenville Province modified from Davidson (1998).

Table 4.1: Orogen parallel and sub-parallel lineaments.

No	Image(s)	Corresponding feature(s)	Comments
1-6	a		On strike from each other
1, 2	a	?	Extend beneath Palaeozoic rocks of the St Lawrence Platform
3	a	Southern extension of the Heney deformation zone (Langlais, 1994)	
4	a	Southern extension Nomingue-Chénéville deformation zone (Corriveau et al., 1996b; Harris et al., 2001)	High strain flattening zone in the CMB-Q
5	a	Southern continuation of the Labelle deformation zone (Martignole and Corriveau, 1991; Zhao et al., 1997; Harris et al., 2001)	E margin of the CMB-Q
6	a	?	Confined to the CMB-Q and doesn't continue into the Ontarian Grenville Province
7, 8	a, b	NW boundary of the CMB-Q: Allochthon Boundary Thrust also named Baskatong shear zone (Hanmer and Ciesielski, 1984; Martigole et al., 2000)	Closely spaced parallel structures that may merge at depth (only one lineament apparent on Figure 4.5b)
9	a	?	Separates the NW part of the Réservoir Taureau terrane from anomaly GH1 (Figure 4.2a) in the Parautochthonous Belt
10	a	?	Central Réservoir Taureau terrane
11-13	a	?	Eastern Réservoir Taureau terrane
14-16	a	?	southern part of the South-Central Grenville Province
17	a, b	Dorval Detachment (Martignole and Martelat, 2005) or Cadgecrib shear zone (Martignole and Pouget, 1994)	Prominent structure
18	a	?	Ontarian Parautochthonous Belt
19-21	a	?	Located in the Algonquin terrane
22	a, b, c, d	Grenville Front tectonic zone (GFTZ: Wynne-Edwards, 1972; Indares and Martignole, 1989)	
23	a, b, c	Merges into the Allochthonous Boundary Thrust	Splays from the GFTZ across the Parautochthonous Belt to then coincide northeastwards with its SE boundary
24	a, b, c	In E: marks the S limit of the Portneuf-Mauricie terrane and of the South-Central Grenville Province	Long, curved structure (or linking of several smaller structures) that crosses the S part of the CMB-Q and separates into two structures Offset across the Mont-Laurier lineament
	a, b, c, d	In W: Central Metasedimentary Belt boundary zone	
25	a	Partly equates to the Renzy shear zone (Dickin et al., 1989; Martignole and Calvert, 1996; Montreuil and Constantin, 2010)	Also cuts the Algonquin and Lac Dumoine Terranes and the NW part of the Réservoir Taureau terrane
26	a, b	?	Crosses the Morin terrane, the Réservoir Taureau terrane, and the N of the South-Central Grenville Province, but does not correspond to any mapped structure
a	In Figure 4.4: lineament interpreted from Bouguer gravity and first vertical derivative of the Bouguer gravity		
b, c, d	In Figure 4.4: lineament interpreted on Gravity data upwards continued to 10 (b), 50 (c), and 80 km (d) (= source depths > 5, 25, and 40 km respectively)		

Bouguer gravity are no longer present on Bouguer gravity data upward continued to 10 km (Figure 4.5b) and all short 050° lineaments have totally disappeared on Bouguer gravity data

4.6.2. Transverse, 140°-striking lineaments

Lineaments striking 140° that are transverse to the Grenville orogen that do not correlate with any mapped faults have been identified from gravity data in the SE part of the Canadian Grenville Province. Of these, several lineaments >300 km in length continue from the Superior Province across the Grenville Province into the St Lawrence platform and Appalachian fold and thrust belt (Figure 4.5a). Parallel lineaments 75 to 300 km in length and spaced between 40 and 100 km (Figure 4.5a) are also identified in the Grenville Province (Figure 4.5a).

Fewer 140°-striking lineaments are apparent on Bouguer gravity data upward continued to 10 km (Figure 4.5b). On Bouguer gravity data upward continued to 50 km (Figure 4.5c), two crustal-scale 140° lineaments are visible; the western lineament, named the Mont-Laurier lineament (Figure 4.5c, d), coincides with the SW limit of the Réservoir Cabonga terrane and Morin anorthosite, divides the CMB-Q in two, and extends into the Superior Province and beneath the St Lawrence platform and Appalachian fold and thrust belt. The Mont-Laurier lineament is also discernible on Bouguer gravity data upward continued to 80 km Figure 4.5d). The coincident position of the Mont-Laurier lineament at different levels of upward continuation suggests a sub-vertical dip (Figure 4.5). The eastern 140°-striking lineament which cuts the Réservoir Taureau terrane and the Portneuf-Mauricie terrane is named the Portneuf lineament. The Portneuf lineament extends south-eastward beneath the St Lawrence platform and the Appalachian fold and thrust belt, but does not extend into the Superior Province (Figure 4.5c).

4.6.3. 015°- and 090°- striking lineaments

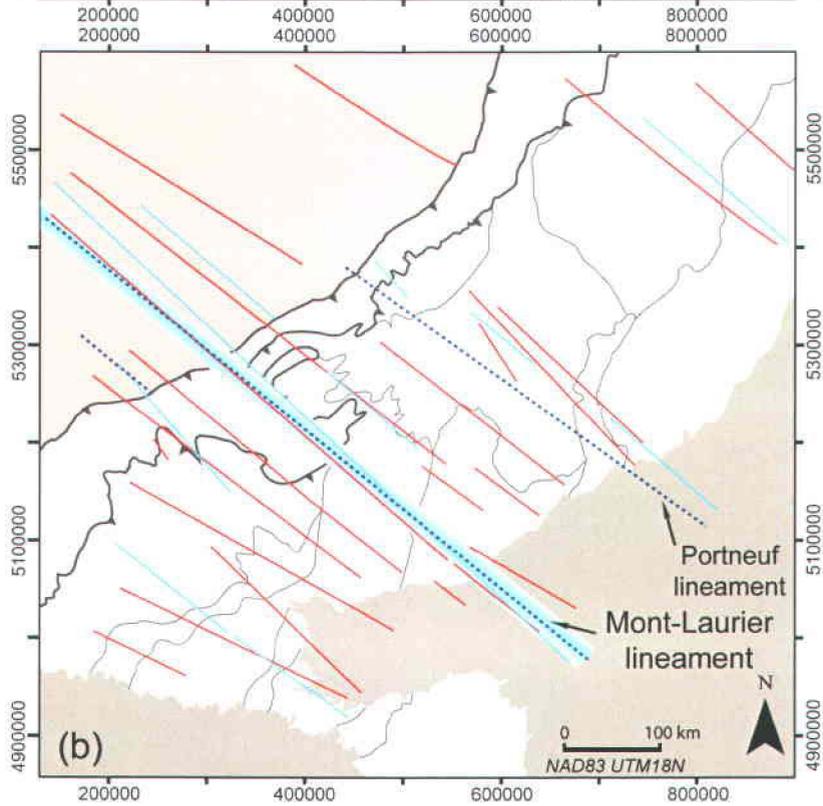
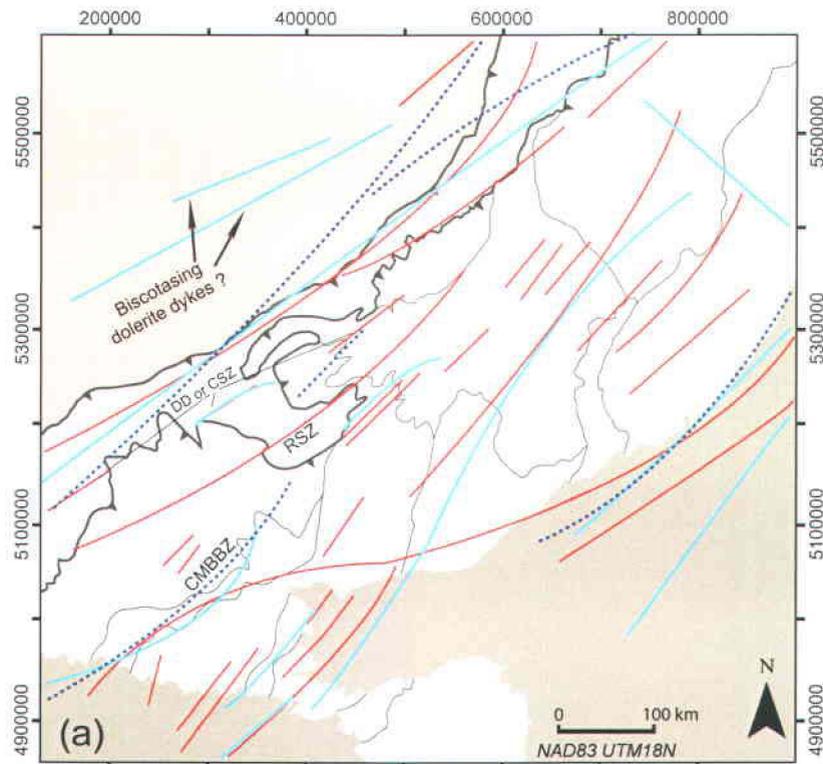
Several lineaments striking 015° and 090° are also interpreted from Bouguer gravity (Figure 4.2b and Figure 4.5a). They are most prominent within the Elzevir, Bancroft, and the Lac Dumoine terrane in the SW part of the province in Ontario. Two lineaments striking 090°, approximately 600 km in length cut the province from E to W and continue into the Superior Province.

4.7. Lineaments of lithospheric importance

Superposition of gravity lineaments described in Section 4.6 on the seismic tomographic image for southern Canada and northern USA (Figure 4.4) of differences in P wave arrival times for a depth of 100 km shows that several gravity lineaments both parallel and transverse to the Grenville orogen coincide well with tomographic features, suggesting the structures that juxtapose blocks of different density to produce gravity lineaments in the crust extend into the sub-crustal lithospheric mantle. This tomographic image (Figure 4.4) illustrates that in the Grenville Province, the Mont-Laurier lineament is a prominent NW-SE trending structure that marks a step in tomographic anomalies. Smaller steps in the general NE-SW tomographic gradient correspond to the NW-SE trending Portneuf lineament and to two smaller (easternmost) parallel lineaments. The tomographic image in Figure 4.4 shows a NNW-striking structure not interpreted from our gravity data and which does not correspond to a mapped structure in the Quebec Grenville Province.

A prominent orthogonal change in the velocity structure beneath the Superior Craton at 100 km in the SW of the map area in Figure 4.4 coincides with the Mont-Laurier lineament where it trends NW-SE and with the Kapuskasing structural zone or “uplift” where it trends NE-SW. The intracratonic Kapuskasing structural zone is a zone of fault-bounded high grade rocks mapped for ca. 500 km across the central Superior Province (Halls and Zhang, 1998; Lithoprobe, 1999) interpreted as marking collision of circum-Superior terranes with the Superior Craton in the Trans Hudson orogen at ca. 1.9-1.8 Ga (Hoffman, 1988). The western half of the Superior Province has rotated about 10°- 20° counterclockwise relative to the eastern half across the Kapuskasing structural zone (Halls and Davis, 2004). Dextral transpression is documented along the Kapuskasing structural zone in the central Superior Province (Leclair et al. 1993).

Traveltime inversion models of teleseismic data collected during the Lithoprobe Abitibi-Grenville traverse show an elongate, low-velocity anomaly on a 200 km depth slice interpreted by Rondenay et al. (2000a, b) as the trace of the Montereian hotspot proposed to explain the emplacement of the Cretaceous Montereian Hills alkaline intrusions (Sleep, 1990). The interpreted hot-spot trail shows no expression on our shallower image and is oblique to all our interpreted lineaments, indicating that our interpreted transverse structures are not related to the passage of North America over a hotspot (if this did indeed occur; a hotspot model for the Montereian Hills igneous province is disputed by Faure et al., 1996 and Matton and Jébrak,



2009). Rondenay et al. (2000a, b) proposed hotspot trail corresponds to the 0.57 Ga Grenville Dyke swarm (Figure 4.7b) so may instead mark the trace of a Neoproterozoic rift.

4.8. Origin and tectonic significance of lineaments

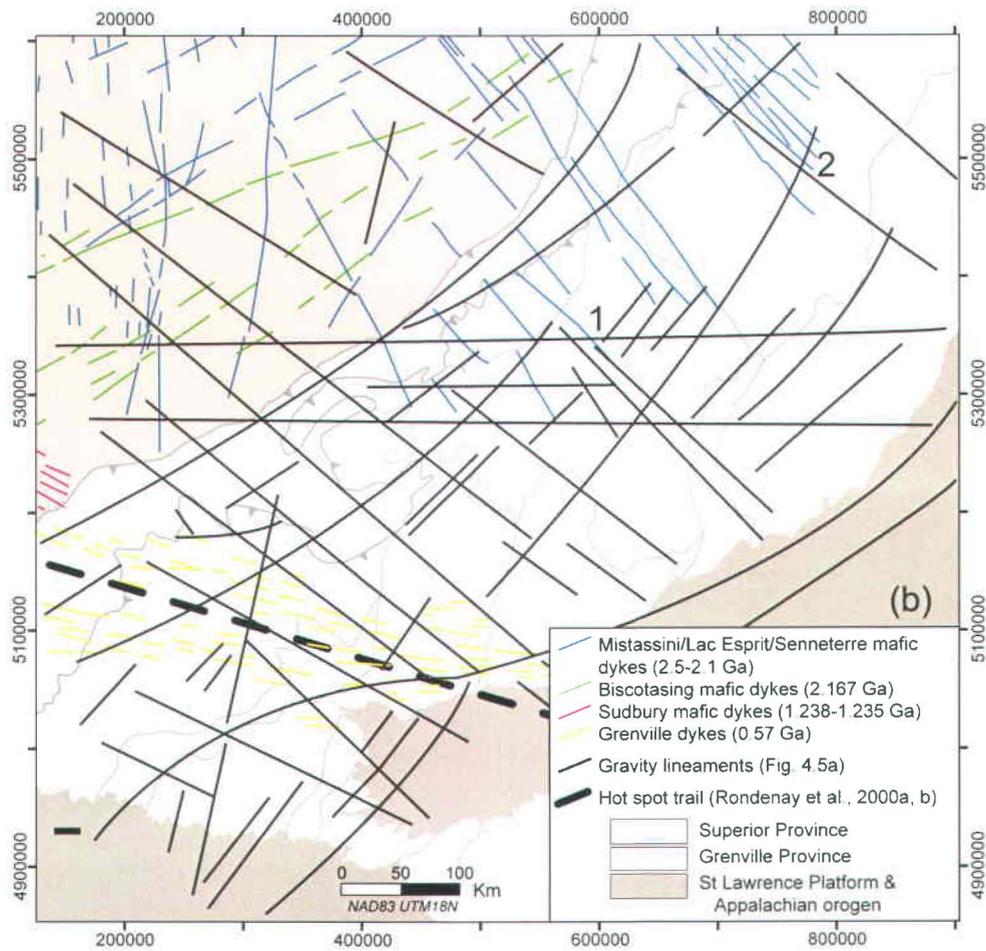
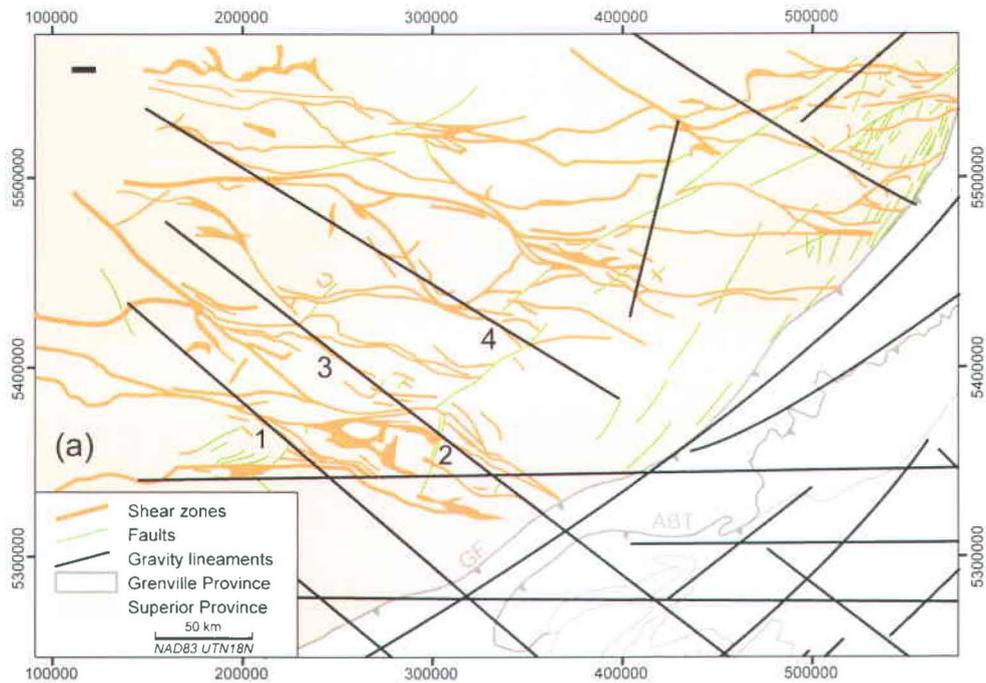
4.8.1. Origin of 050°-striking, orogen-parallel lineaments

The Grenville Front lineament (#22 in Figure 4.5a) which bifurcates in the northern part of the study area (lineament #23 in Figure 4.5a) marks a zone of reverse faults and shear zones along which the parautochthonous belt is thrust over the Superior Province during the ca. 1-0.98 Ga Rigolet orogeny (Rivers et al., 1989; Rivers, 2008). Reverse displacement is therefore predicted along structures that are responsible for lineament #23. Lineaments #17, #18 and #9 (Figure 4.5a) are aligned that supposed they correspond to a single long lineament parallel to the Grenville Front lineament (#22 in Figure 4.5a). This new long 050°-striking lineament in the parautochthonous belt may correspond to the Dorval detachment or to the Cadgecrib shear zone (Figure 4.6a; Martignole and Pouget, 1994; Martignole and Martelat, 2005). This interpretation does not, however, preclude the possibility that the Grenville Front and related structures be localised by pre-existing Archaean or Proterozoic structures, however further detailed analysis is required to determine if this were the case.

A portion of the lineament #25 (Figure 4.6a) corresponds to the Renzy shear zone suggesting that the Renzy shear zone may continue in Lac Dumoine and Réservoir Taureau terranes or in the parautochthonous basement beneath the allochthonous belt to joins the Allochthon Boundary Thrust at the W of the Central Gneiss Belt in Ontario and in the Réservoir Gouin area in Quebec (Figure 4.6a).

Shorter orogen-parallel lineaments that do not correspond to mapped shear zones occur mainly

Figure 4.6: (a) 050°-striking lineaments interpreted from the Bouguer anomaly field, first vertical derivative of the Bouguer anomaly field, and Bouguer gravity data upward continued to 10 km and 50 km (corresponding to sources deeper than ca. 5 and 25 km respectively) and the outline of a simplified tectonic subdivision (modified from Davidson, 1998). (b) 140°-striking lineaments interpreted from the Bouguer anomaly, first vertical derivative of the Bouguer anomaly, and upward continuation of Bouguer gravity to 10 km and 50 km (corresponding to sources deeper than ca. 5 and 25 km respectively) and the outline of a simplified tectonic subdivision (modified from Davidson, 1998). CSZ: Cadgecrib shear zone; DD: Dorval detachment, CMBBZ: Central Metasedimentary Belt Boundary zone; RSZ: Renzy shear zone.



in the allochthonous belt (Figure 4.6b) where a back arc basin, back arc continental rift and continental arc or island arc environment predating the Grenvillian orogeny has been proposed. Their decrease in number on gravity data upward continued to 10 km suggests that they mainly represent unexposed upper crustal structures *i.e.* they are present only in allochthonous nappes (upper deck in Figure 4.3e) which Lithoprobe seismic profiles suggest that they are approximately 5 km thick, in agreement with Ludden and Hynes (2000b) who conclude that Grenvillian structures are shallow and do not root into basement structures.

Alternatively, their disappearance on gravity data upward continued can be explain by the absence of gravity contrasts in depth. In this case, these short lineaments may correspond to unexposed, pre-existing basement structures, located in the lower deck (Figure 4.3e; Martignole et al., 2000) or in the parautochthonous belt beneath the allochthonous terranes (Figure 4.3e, f), that were reactivated during the building of the Grenville Province.

4.8.2. Origin of transverse lineaments

4.8.2.1. Comparison of gravity lineaments with structures in the Superior Craton

Transverse, NW-striking lineaments that continue from the Grenville Province at least 250 km into the Superior Craton (Figure 4.7a) do not correspond to Archaean shear zones (Figure 4.6a) as portrayed by Daigneault (1996) and Trépanier (2008) except for few short segments of lineaments (1 to 4 on Figure 4.7a). This suggests that transverse lineaments in the Grenville Province are unlikely to represent reactivated Archaean shear zones equivalent to those in the Superior Craton in the basement to allochthonous terranes. Similarly, Figure 4.6b shows that except for two NW-striking lineament in the NE of the study area which coincides with a mafic dyke of the Mistassini swarm (1 and 2 on Figure 4.7b), there is generally little correspondence

Figure 4.7: (a) Comparison between gravity lineaments and principal Archaean shear zones and faults in the Abitibi Subprovince (modified from Daigneault, 1996 and Trépanier, 2008). (b) Comparison between gravity lineaments and mafic dyke swarms (Buchan and Ernst, 2004; Harris, unpublished data). Thick dash line indicates surface projection of low-velocity mantle corridor resulting from hot spot track (Rondenay et al., 2000a, b). Simplified tectonic subdivision of the Grenville Province modified from Davidson (1998); GF: Grenville Front; ABT: Allochthon Boundary Thrust. Both (a) and (b) show that there is little correlation between previously mapped features in the Superior Craton and transverse structures interpreted from gravity data except for segments of lineaments at locations 1 to 4 that coincide with portions of shear zones in (a) and areas 1 and 2 in (b) where lineaments correlated with mapped Paleoproterozoic dykes of the Mistassini swarm.

between transverse gravity lineaments and Palaeoproterozoic dykes in the SE Superior Craton as compiled on maps of Buchan and Ernst (2004) and additional interpretations from enhanced Geological Survey of Canada aeromagnetic imagery by L. Harris (unpublished data).

As it is recognized on high levels of upward continuation of Bouguer gravity and on seismic tomographic image for 100 km, the Mont-Laurier lineament on Figure 4.5 is interpreted to reflect structures in Archaean basement and Archaean sub-crustal lithospheric mantle (Figure 4.5). Parallel transverse lineaments have been mapped from gravity data in the Adirondack part of the Grenville Province by Harris et al. (2010, in preparation) where spatial relationships to synsedimentary Zn deposits indicate they were present during deposition of the Grenville Supergroup and hence equate to structures in Archaean basement that predate Grenvillian tectonism. The significant decrease in the number of transverse lineaments with depth (Figure 4.5b) along with a lack of correlation with mapped faults or shear zones in allochthonous terranes implies that transverse lineaments may originate from density contrasts across structures in the upper crust beneath the upper deck of allochthonous terranes (Figure 4.3e, f). Inability to recognize many structures on deeper levels of upward continued gravity data in SW Quebec may, however, also be explained by the decreased resolution of upward continued images and potentially by low density contrasts in the basement.

4.8.2.2. A Palaeoproterozoic rift-related origin for transverse lineaments

The Superior Craton is interpreted as the centrepiece of the Neoarchaeon to Palaeoproterozoic Superia supercontinent (Bleeker, 2003). In this and similar reconstructions based on the correlation in age and orientation of mafic dykes (interpreted to radiate from several plume centres) and from palaeomagnetic determinations (e.g. Heaman, 1997; Mertanen et al., 1999; Bleeker, 2003; Bleeker and Ernst, 2006; Ernst and Buchan, 2010; Nilsson et al., 2010) the Karelia and Kola Cratons of the present-day Baltic Shield are placed abutting the southeastern Superior Craton (Figure 4.8a). Multiple plume-related mafic dyke intrusion and rifting events between 2.5-1.9 Ga described by Stepanova and Stepanov (2010) in the Karelian Craton correlate with events in the Superior Craton summarised by Ernst and Buchan (2010). The juxtaposition of the Superior, Karelia, and Kola cratons is also supported by similar basement structural trends (e.g. Nilsson et al., 2010), similarities in the nature and age of mafic sills (Amelin et al., 1995; Easton, 2005) such as the ca. 2.2 Ga Nipissing (Superior) and Karjalitic sills (Karelia) shown schematically by Ernst and Buchan (2010) and Nilsson et al. (2010), and

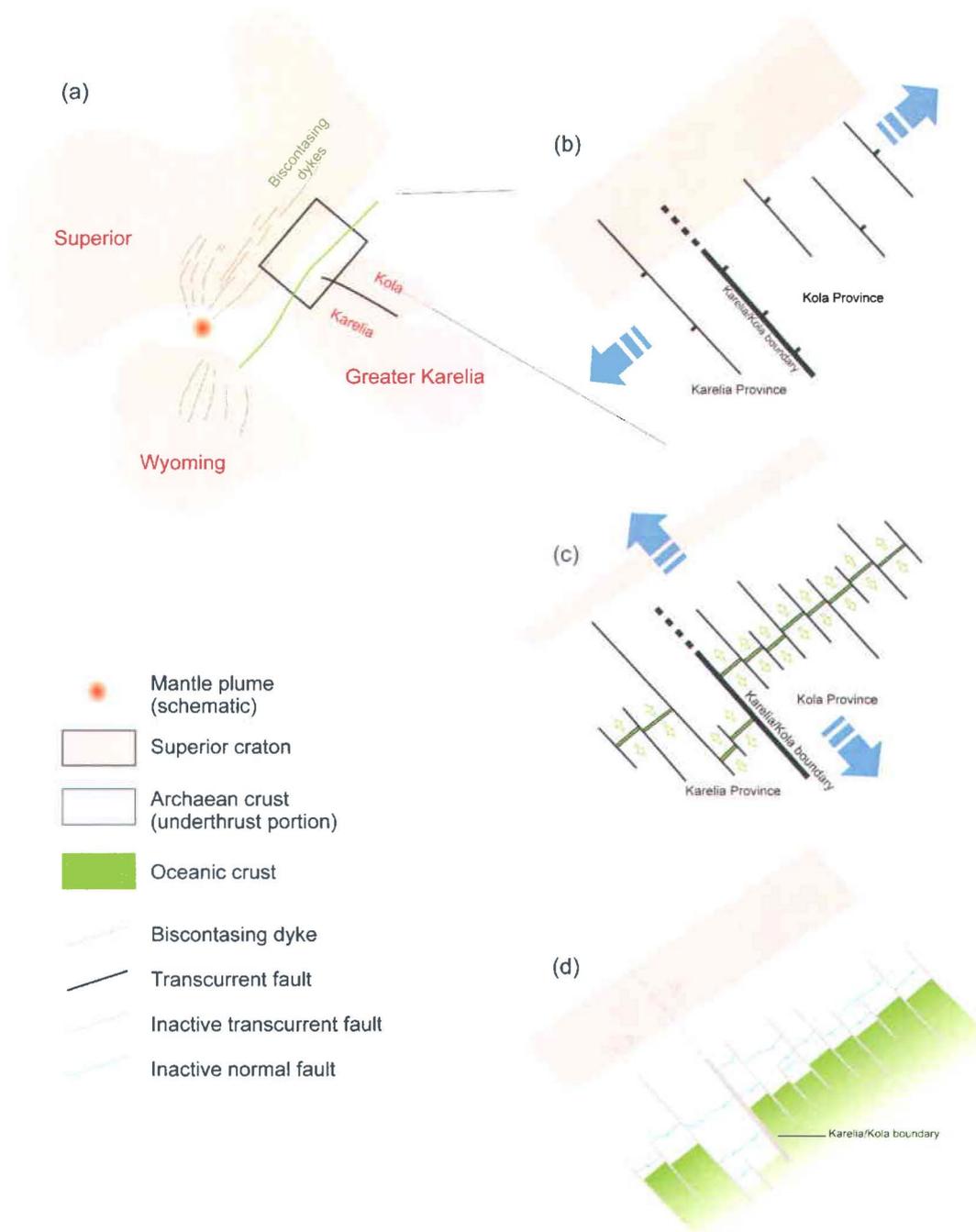


Figure 4.8: (a) Palaeoproterozoic reconstruction of the Karelia, Kola, and Wyoming cratons against the southern margin of the Superior Province modified from Bleeker and Ernst (2006) and Ernst and Bleeker (2010) to take into account that the Superior Craton extends beneath the present-day Grenville Province and does not stop at the Grenville Front as in previous reconstructions. (b) Schematic representation of Palaeoproterozoic normal faults resulting from the first period of rifting at 2.48 Ga that lead to breakup between the Superior and Wyoming cratons. (c) Schematic representation of the second stage of Palaeoproterozoic breakup between the Superior craton and "Greater Karelia" (Karelian and the Kola Cratons) at ca. 2.17 Ga. (d) Schematic representation of the pre-Elzevirian Laurentian passive margin with inherited normal and transfer faults.

similarities between Neoarchaean sedimentary sequences (Bleeker and Ernst, 2006; Kontinen et al., 2007). Apart from Easton's (2005) reconstruction (which also differs to other reconstructions in rotating the Kola and Karelia cratons by 180°), most supercontinent reconstructions based on correlation of mafic dyke swarms and /or palaeomagnetic determinations erroneously assume that the Grenville Front marks the SE limit to the Superior Craton. In these reconstructions the Karelian, Kola ± Hearne ± Wyoming cratons are placed directly abutting the present-day outcropping Superior Craton margin marked by the Grenville Front and the postulated plume centres are located along the present-day margin of the Superior Craton. Lithoprobe deep crustal reflection seismic data (Ludden and Hynes, 2000b; Martignole et al., 2000) along two transects from the Superior Craton southeastwards across the Grenville Province in Quebec and Ontario, however, clearly shows that the Superior Craton crust continues beneath allochthonous terranes up to at least the present day eastern boundary of the Central Metasedimentary Belt (*i.e.* ca. 300 km SE of the Grenville Front in Quebec and ca. 360 km, may be more, SE of the Grenville Front in Ontario; Figure 4.1 and Figure 4.3e, f). Adjoining cratons in supercontinent reconstructions must therefore be placed further outboard of the Superior Craton. A precise position for cratons is, however, difficult to determine due to the expected crustal thinning during breakup of the Superia supercontinent and in back arc rifting during formation of the Central Metasedimentary Belt.

In the tectonic scenario we envisage, initial rifting and deposition of the ca. 2.45-1.9 Ga Karelian Supergroup (Ojakangas et al., 2001) and intrusion of mafic dykes at ca. 2.44 Ga (Balagansky et al., 2001) and ca. 2.1 to 2.125 Ga (Ernst and Buchan, 2010) record rifting between the Greater Karelia and the Wyoming and /or Hearne cratons (Figure 4.8b). If cratons are juxtaposed either as in the reconstructions of Ernst and Buchan (2010) and Nilsson et al. (2010) or even in the alternative reconstruction of Easton (2005), rifts and dykes formed in this event in the Karelia and Kola cratons and (given the necessary revision of tectonic reconstructions to account for the greater southeastwards extent of the Superior Craton) in Archaean basement to the Grenville Province, would have been oriented sub-perpendicular and, as both NW and NNW-striking dykes and rifts are documented in Baltica (Balagansky et al., 2001; Terekhov, 2007), at a high angle to the present-day Superior Province margin (Figure 4.8b). Breakup and separation between the Greater Karelia and Superior cratons took place at ca. 2.1 Ga in a plume related event in which the Biscotasing and Marathon dykes were intruded (Figure 4.8c). NW-striking faults (Figure 4.8c) may have again been reactivated as transfer faults in this event in which NE-SW trending normal faults were most probably developed in Archaean crust now beneath the Grenville Province thinned during breakup (Figure 4.8d). Intrusion of dolerite dykes of the ca.

2.17 Ga Biscontasing swarm oriented parallel to the current Superior Province boundary (Buchan et al. 1993; Halls and Davis, 2004; Dahl et al., 2006) provides a time constraint on Palaeoproterozoic rifting between "Greater Karelia" (or Baltica) and the Superior Province (Figure 4.8c; Bleeker, 2003; Ernst and Bleeker, 2010). Lineaments parallel to the Biscontasing dolerite dykes in the Superior Province (Figure 4.6a) may represent extensional fractures or normal faults formed during rifting that host dolerite dykes, or Archaean structures oriented sub-parallel to the craton margin may have been reactivated during Proterozoic rifting. Evidence for extensional reactivation of Archaean shear zones in the SE Superior Province in the Palaeoproterozoic comes from brecciation (Daigneault, 1991) and normal faulting (Long, 1981) of the glaciogenic Chibougamau Formation (which was unconformably deposited over Archaean rocks in the Chibougamau area) along NE-striking reactivated Archaean shear zones prior to intrusion of the ca. 2.15 Ga Nipissing dolerite dikes (Morris, 1977). The promontory of parautochthonous rocks in the SW Quebec Grenville Province (Martignole and Calvert, 1996) probably reflects the geometry of the Palaeoproterozoic rifted margin between the Superior Craton and "Greater Karelia" (Figure 4.8d). The eastern coast of North America where the geometry of the margin result from the geometry of the atlantic rift (Thomas, 2004, 2006) could be a present-day example of margin irregularity.

It is likely that structures striking ca. 045° and 140° in basement to the Grenville Province were reactivated and / or formed as normal and transfer faults respectively during separation between the Superior Craton and "Greater Karelia" (Figure 4.8c, d). Following the separation of the two cratons, NE- and SE-striking structures preserved along the margin of the Superior craton would have been again reactivated during development of back arc basins in the Mesoproterozoic (Dickin and McNutt, 2007; Harris et al., 2010, in preparation) and subsequently as transfer faults during emplacement of Grenvillian nappes in the allochthonous belt during the Grenvillian orogenic cycle. Our interpretation is consistent with results of isotope studies suggesting an early architecture of the Central Metasedimentary Belt as a series of "*en échelon*" stepping rifts, subsequently closed during convergence (Dickin and McNutt, 2007).

The paucity of transverse lineaments (Figure 4.7b) in the South-Central Grenville Province (Figure 4.1b) can be explained by either that: (i) basement in this area did not undergo extensive faulting in Palaeoproterozoic rifting events, or (ii) the presence of basement faults may be masked by the voluminous Grenvillian plutons as the area is dominated by the 1.16-1.135 Ga Lac Saint-Jean (Higgins and van Breemen, 1996) and 1.09-1.04 Ga Parc des Laurentides (Hébert et al., 2005) AMCG complexes.

4.8.3. Origin of the NNE-SSW and E-W trending lineaments

The NNE-SSW trending lineament in the SW of the study area is parallel to dykes of the ca. 2.4 Ga Matachewan swarms (Figure 4.7b), and may thus have been produced in this event in basement to the Grenville Province. Finally the two E-W lineaments cut the Grenville and Superior provinces without offset it is likely that they are young, brittle structures of unknown origin.

4.9. Discussion and conclusions

Lineaments sub-parallel and sub-perpendicular to the Grenville orogen in SW Quebec are interpreted from Bouguer gravity data. Many orogen-parallel lineaments correspond to mapped Grenvillian thrusts and/or terrane boundaries. As in previous gravity studies, the Grenville Front tectonic zone is clearly imaged for most of the area, however our interpretation suggests that it splays; the SE splay connects the Allochthon Boundary Thrust. Long 050°-striking lineaments in the parautochthonous belt are interpreted as faults along which NW-directed reverse and thrust displacement occurred and indicate possible continuation of the Dorval detachment or Cadgecrib shear zone and Renzy shear zone in the parautochthonous belt beneath allochthonous covers or in the allochthonous terranes to join the Allochthon Boundary Thrust. Orogen-parallel lineaments that do not correspond to mapped thrusts may represent thrusts in units beneath the allochthonous upper deck or structures in Archaean basement created as normal faults during orthogonal rifting of "Greater Karelia"/Baltica from the Superior Craton at ca. 2.17 Ga.

Major transverse lineaments, including those that affect the sub-crustal lithospheric mantle, are identified for the first time in the Grenville Province of SW Quebec. Contrary to transverse shear zones that mapped in the NE Grenville Province, most transverse structures in our study area do not correspond to mapped features. They do not, for the most part, correlate with Archaean shear zones nor Palaeoproterozoic dykes in the Superior Craton adjacent to the Grenville Province. In comparison to previous studies where transverse lineaments are thought to be late brittle structures (Faure, 2003, 2007), because of their regional extent and apparent effect on the architecture of the Grenvillian orogen, they are interpreted as reflecting faults in Archaean basement formed and reactivated during two periods of Palaeoproterozoic rifting between the

Superior craton and (i) the Wyoming craton at ca. 2.48 Ga, and (ii) the "Greater Karelia" craton of Baltica at ca. 2.17 Ga. The most prominent transverse basement structure, the Mont-Laurier lineament, that crosses the Grenville Province and which may extend into the Superior Province is identified on Bouguer gravity upward continued to 80 km (*i.e.* source depths > 40 km = below the base of the crust) and seismic tomography at 100 km and hence represents a lithospheric scale structure. The Mont-Laurier lineament is interpreted as an on-strike continuation in Archaean basement to the Grenville Province of the boundary between the Karelia and Kola cratons in Baltica that are placed in tectonic reconstructions against the Superior Craton in this position. P-wave velocity variations at 100 km depth over the central part of the Baltic Shield by Sandoval et al. (2004) show that the Laplandian-Belomorian Mobile Belt between the Kola and Karelia cratons (Terekhov, 2007) is also marked by a linear tomographic feature separating domains of positive and negative P-wave velocity variation which is compatible with our suggested correlation between basement to the Grenville Province in SW Quebec and the origin for the Mont-Laurier lineament.

The elongate promontory of the parautochthonous belt in SW Quebec is thought to reflect an irregular Laurentia basement rift geometry due to orthogonal faults formed during Palaeoproterozoic rifting. Normal and transfer faults formed during Palaeoproterozoic rifting may have been reactivated during subduction and back arc basin formation at ca. 1.4 Ga along the Laurentian margin. By comparison with studies in younger arc terrains, reactivation of some transverse lineaments (such as the Portneuf lineament) may be due to changes in dip of the subducting slab. Palaeoproterozoic faults parallel to the Superior Craton margin would have reactivated as thrusts and those orthogonal to the craton margin parallel the direction of thrusting and would have been reactivated as transfer faults during closure of back arc basins and emplacement of thrust nappes in the Grenvillian orogenic cycle. The Portneuf lineament may be the crustal weakness invoked to localize Ni-Cu±PGE mineralization in the Portneuf-Mauricie terrane by Sappin et al. (2007).

The role of basement structures envisaged for the SW Grenville Province is very similar to that illustrated for the New Guinea orogen by Hill et al. (2002) and Hill and Hall (2003). In New Guinea, transverse faults and regional lineaments interpreted from geophysical and topographic imagery that acted as transfer faults during thrusting are controlled by deep-crustal to lithospheric scale faults (Standing, 1994; Gow et al., 2002; Hill et al., 2002; Hill and Hall, 2003). In a similar manner to the proposed reactivation of the boundary between the Kola and Karelia cratons beneath the Grenville Province a major terrane boundary (the Tasman Line) separating

strong Proterozoic lithosphere and younger terranes in the Australian basement of New Guinea between has exerted a control on structures in an early back arc rift and during subsequent accretion of arcs and thrusting in the Papua New Guinea fold belt where it controls pluton emplacement and porphyry mineralization (Hill et al., 2002; Hill and Hall, 2003).

Further studies are in progress to establish possible links between transverse lineaments in the Grenville Province with changes in structural features, the location of mineral deposits and alteration zones, and regional seismicity.

Chapitre 5. Tectonic reactivation of transverse basement structures in the Grenville orogen of SW Quebec, Canada: insights from potential field data

Réactivations et implications tectoniques des structures de socle transverses dans l'orogène de Grenville au SO du Québec, Canada: un aperçu à partir des données du champ de potentiel

Grégory Dufréchou ^a, Lyal B. Harris ^a, Louise Corriveau ^b

^a INRS Centre Eau Terre Environnement, 490 de la Couronne, Québec, Québec G1K 9A9, Canada

^b Commission géologique du Canada, Ressources naturelles Canada, 490 de la Couronne, Québec, Québec G1K 9A9, Canada

Article à soumettre à Precambrian Research

Keywords: *Reactivation of basement structures, Grenville orogen, Megakinking, Pluton emplacement, Gravity and aeromagnetic interpretation.*

Abstract

NW-SE trending, transverse lineaments, including the lithospheric-scale Mont-Laurier lineament, are interpreted from regional Bouguer gravity in the Grenville orogen of SW Quebec and adjacent Superior Craton in southeastern Canada. These lineaments, transverse to the Grenville orogen, are thought to correspond to Palaeoproterozoic structures in Archaean basement that have played an important role (i) in the development of volcano-sedimentary back-arc basins along this segment of the Laurentian margin, (ii) on the geometry of thrust sheets and folds formed during thrusting in the Elzevirian orogeny and incorporation of the basins within the orogen, (iii) on reorientation of early-formed structures in the Central Metasedimentary Belt of Quebec (CMB-Q) during post-orogenic collapse, and (iv) for development of syn-plutonic deformation corridors and shear zones at the onset of Morin anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) suite emplacement. In the CMB-Q, a 100 km wide megakink zone developed during ca. 1.19 Ga and 1.17 Ga differential post-orogenic collapse in the upper-most nappe above transverse sinistral shear corridors 10-20 km wide located in an underlying thrust sheet or "lower-deck". Emplacement of Chevreuil intrusive suite magmas preferentially occurred within the megakink zone, starting late in the collapse and culminating during a switch to local shortening earlier in (and in part as a consequence of) the emplacement of the voluminous Morin anorthosite and associated AMCG-suite plutons. The Labelle deformation zone separating the CMB-Q and Morin terrane is interpreted as a late, reverse shear zone that truncates folded lithological layering in the eastern CMB-Q and western Morin terrane that is either subsequently folded above the Mont-Laurier lineament during its further reactivation, or developed as a curved shear zone stepping across the Mont-Laurier lineament. The Grenville Province of SW Quebec therefore provides an excellent example of strain partitioning and distinct deformation responses at different crustal levels during reactivation of basement structures.

Résumé

Des linéaments transverses de direction NO-SE, comprenant le linéament lithosphérique de Mont-Laurier, ont été identifiés à partir des données gravimétriques régionales dans la Province de Grenville et dans le Craton du Supérieur au SO du Québec. Ces linéaments transverses à l'orogène grenvillien sont interprétés comme des structures paléoprotérozoïques présentes dans le socle archéen qui ont joué un rôle important (i) dans le développement de bassins d'arrière-arc volcano-sédimentaires le long de la marge laurentienne, (ii) sur la géométrie des nappes de charriage et des plis formés au cours de chevauchement et lors de l'incorporation des bassins à l'orogène durant l'orogénèse elzévirienne (iii) sur la réorientation des structures préexistantes dans la ceinture métasédimentaire centrale au Québec (CMB-Q) au cours d'un effondrement post-orogénique, et (iv) pour le développement des corridors de déformation syn-plutoniques et la formation de zones de cisaillement transverses prédatant la mise en place de la suite anorthosite-mangérite-charnockite-granite (AMCG) de Morin durant l'orogénèse de Shawinigan. Dans la CMB-Q, un mégakink de 100 km de large s'est développé dans les nappes de charriage supérieures au-dessus de corridors de 10-20 km de large de décrochement senestre situées dans les nappes de charriage inférieures sous-jacentes lors d'un effondrement différentiel post-orogénique le long de la rampe Baskatong entre 1.19 et 1.17 Ga. La mise en place de magmas de la suite intrusive de Chevreuil a préférentiellement eu lieu dans le mégakink de la CMB-Q, à la fin de l'effondrement post-orogénique et culminant lors d'un renouvellement de l'activité orogénique prédatant (et en partie comme la conséquence de) la mise en place de l'anorthosite de Morin et des plutons AMCG associés. La zone de déformation de Labelle séparant la CMB-Q et le terrain de Morin est interprétée comme une zone de déformation inverse postdatant la mise en place des plutons de Chevreuil qui tronque les unités lithologiques plissées dans l'E de CMB-Q et à l'O du terrain de Morin et qui est localement plissé au niveau du linéament de Mont-Laurier. Ce pli pourrait s'être formé lors d'une réactivation du corridor de cisaillement de Mont-Laurier postdatant la formation de la zone de déformation de Labelle ou durant la formation de la zone de déformation Labelle, qui aurait été localement réorientée le long d'une zone de faiblesse préexistante correspondant au linéament de Mont-Laurier. La Province de Grenville au SO du Québec offre un excellent exemple de partitionnement de la déformation avec des mécanismes de déformation distincts suivant le niveau crustal durant la réactivation de structures de socle.

5.1. Introduction

The Grenville Province (Figure 5.1a) is interpreted as the root of a ca. 1.2 to 1.0 Ga Himalayan-type orogen (Ludden and Hynes, 2000a; Davidson, 2008; Hynes and Rivers, 2010). It is traditionally subdivided into two, first order longitudinal belts: the parautochthonous belt which in SW Quebec consists largely of reworked Archaean terranes of the Superior Province (*i.e.* The Laurentian margin) and the allochthonous belt consisting of Mesoproterozoic terranes (Rivers et al., 1989; Figure 5.1b) with potentially some Palaeoproterozoic components (Davidson, 2008). These belts overthrust the Laurentian margin respectively along the NE-SW-trending Grenville Front and Allochthon Boundary Thrust (Rivers et al., 1989; Rivers, 2009; Figure 5.1b), clearly visible on Lithoprobe deep-crustal reflection seismic sections (Martignole and Calvert, 1996; Ludden and Hynes, 2000b; Martignole et al., 2000). These structures accommodate several periods of north-westward thrust and post-orogenic normal displacement (Martignole and Calvert, 1996; Rivers, 2009).

In several Phanerozoic orogens and continental and island arcs, crustal- to lithospheric-scale shear zones at high angles to the orogen are important targets for mineral exploration (Glen and Walshe, 1999; Hill et al., 2002; Hill and Hall 2003; Neubauer et al., 2005; Lund, 2008) due to their possible control on magma emplacement and on hydrothermal and magmatic fluid migration. Transverse basement structures may also greatly influence all stages of the tectonic development and the final structural geometry of orogens, as exemplified by the New Guinea orogen (Hill and Hall, 2003). Recent interpretation of the regional Bouguer gravity field in the SW Grenville Province in Canada (Chapter 4) and in New York State and SE Ontario (Harris et al., 2010, in preparation), highlights NW-trending, lithospheric-scale structures that cross-cut the Grenville Province, some of which continue into the Superior Province (Figure 5.2), interpreted to occur in Archaean basement beneath both the parautochthonous and allochthonous belts of the Grenville Province in SW Quebec (see section 5.3 below).

Transverse structures orthogonal or at high angles to the Grenville orogen are documented in the Manicouagan region of the central Grenville Province where a lateral ramp overlying basement may have facilitated tectonic extrusion (Hynes and Eaton, 1999; Hynes et al., 2000). In the eastern Grenville Province transverse structures localise lateral ramps (Gower et al., 2008) and shear zones within thrust sheets (van Gool, 1992; Rivers et al., 1993; Gower et al., 2008; van Gool et al., 2008). In SW Quebec, NW-striking lineaments orthogonal or at high

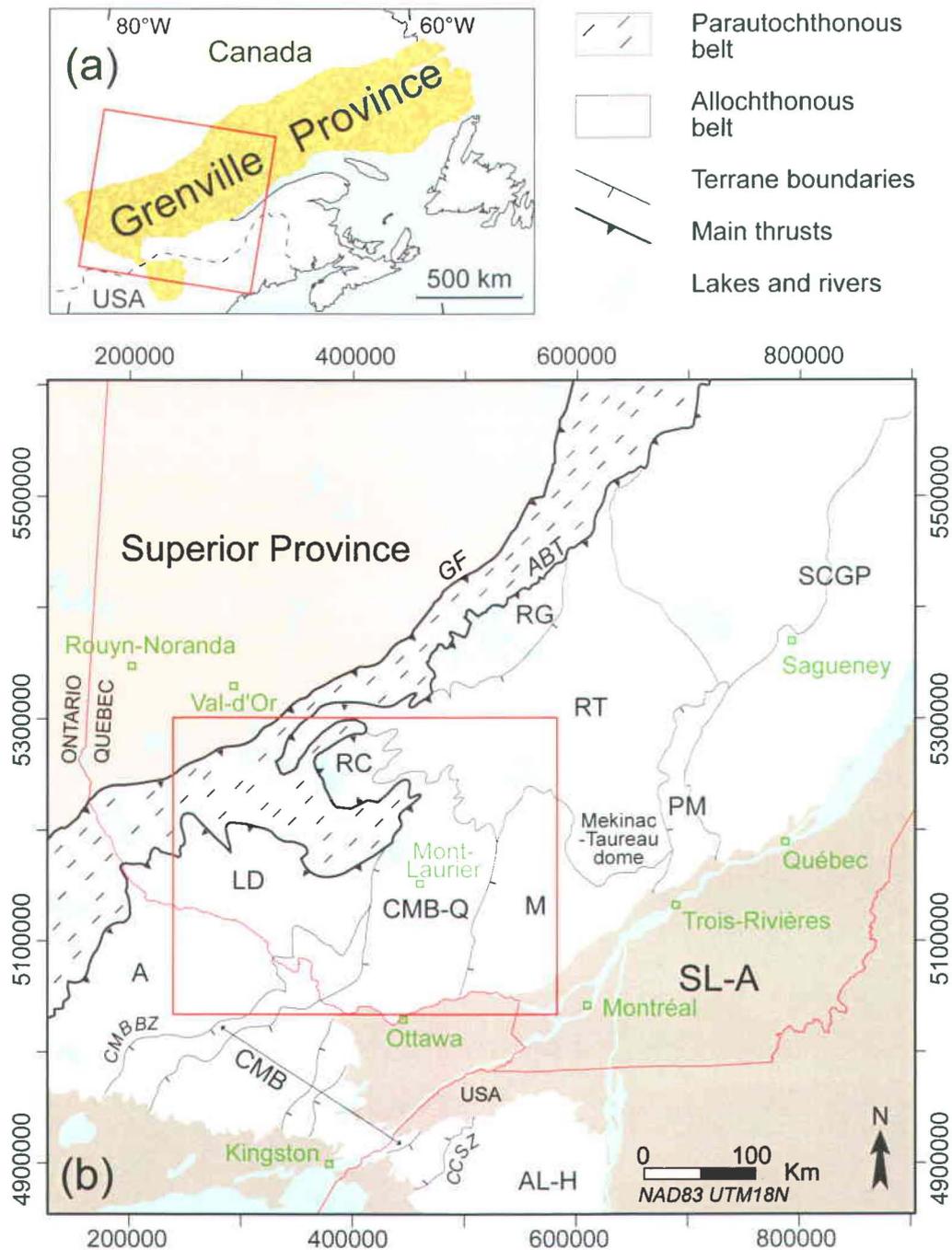


Figure 5.1: (a) Location of the Grenville Province in North America. Red square corresponds to the location of map in (b). (b) Simplified tectonic subdivision of the SW Grenville Province (modified from Davidson, 1998), red square corresponds to the study area in SW Quebec (Figures 5.3, 5.4, 5.5, and 5.6). A: Algonquin terrane; AL-H: Adirondack Lowlands and Highlands; CCSZ: Carthage-Colton shear zone; CMB: Central Metasedimentary Belt in Ontario; CMB-Q: Central Metasedimentary Belt of Quebec; CMBBZ: Central Metasedimentary Belt boundary zone; FR: Frontenac terrane; LD: Lac Dumoine terrane; M: Morin terrane; PM: Portneuf-Mauricie terrane; RC: Réservoir Cabonga terrane; RG: Réservoir Gouin area; RT: Réservoir Taureau terrane; SCGP: South-Central Grenville Province; SL-A: St Lawrence platform and Appalachian orogen.

angles to the Grenville orogen have been interpreted from SEASAT Radar images by Lévesque and Sharma (1994) and Sharma et al. (1995a, b, 1999) and a NW-SE trending deformation corridor has recently been mapped in the parautochthonous belt (Barbe et al., 2010). Previous mapping of the Grenville Province in SW Quebec (e.g. Martignole and Friedman, 1998; Martignole et al., 2000, and references therein; Figure 5.3) has identified predominantly orogen-parallel, NE- to NNE-striking shear zones along which there has been:

- NW-directed thrusting during terrane assembly and crustal thickening during the Elzevirian orogeny (Moore and Thompson, 1980; Martignole and Pouget, 1994; Rivers, 1997).

- Normal reactivation during subsequent collapse prior to, or in the early stages of intrusion of 1.17-1.16 Ga Chevreuil intrusive suite plutons (Harris et al., 2001), followed by renewed compression during the main influx of Chevreuil intrusive suite magmas between 1.17-1.165 Ga (Corriveau and van Breemen, 2000).

- One or more periods of late brittle-ductile reverse displacement(s) along the Grenville Front tectonic zone (Wynne-Edwards, 1972; Indares and Martignole, 1989) during the 1.08-0.98 Ga Grenvillian orogeny s.s. (Rivers, 1997, 2008; Gower and Krogh, 2002; Tollo et al., 2004; see next section).

Conjugate NNW-striking sinistral and ENE-striking dextral transcurrent shears also formed in the CMB-Q syn- to post- Chevreuil intrusive suite intrusion (Rivard et al., 1999; Harris et al., 2001). Late NE- to NNE-trending sinistral shear and fault zones, developed especially in the parautochthonous belt (Gariépy et al., 1990; Bandyayera et al., 2005), are interpreted to have formed at ca. 1 Ga during final terrane juxtaposition (Martignole and Friedman, 1998). Similarly oriented faults are present in the Superior Province near the Grenville Front tectonic zone (Dimroth et al., 1984) where they locally reactivate Archaean shear zones (Leclerc et al., in press).

Potential field data (gravity and magnetic) provide information on rock distribution and are useful tools for mapping and structural interpretation at regional and local scales (Parson et al., 2006; Pilkington, 2007; Pinet et al., 2008; Pilkington and Keating, 2009). Our present study of the Grenville Province of SW Quebec (Figure 5.3) integrates interpretation of gravity and aeromagnetic data with previous mapping to illustrate the roles that the newly identified transverse basement structures may have played on the localisation and orientation of shear and fault zones, terrane boundaries, and emplacement of Chevreuil intrusive suite and Morin AMCG suite plutons within the allochthonous belt and the parautochthonous belt during the

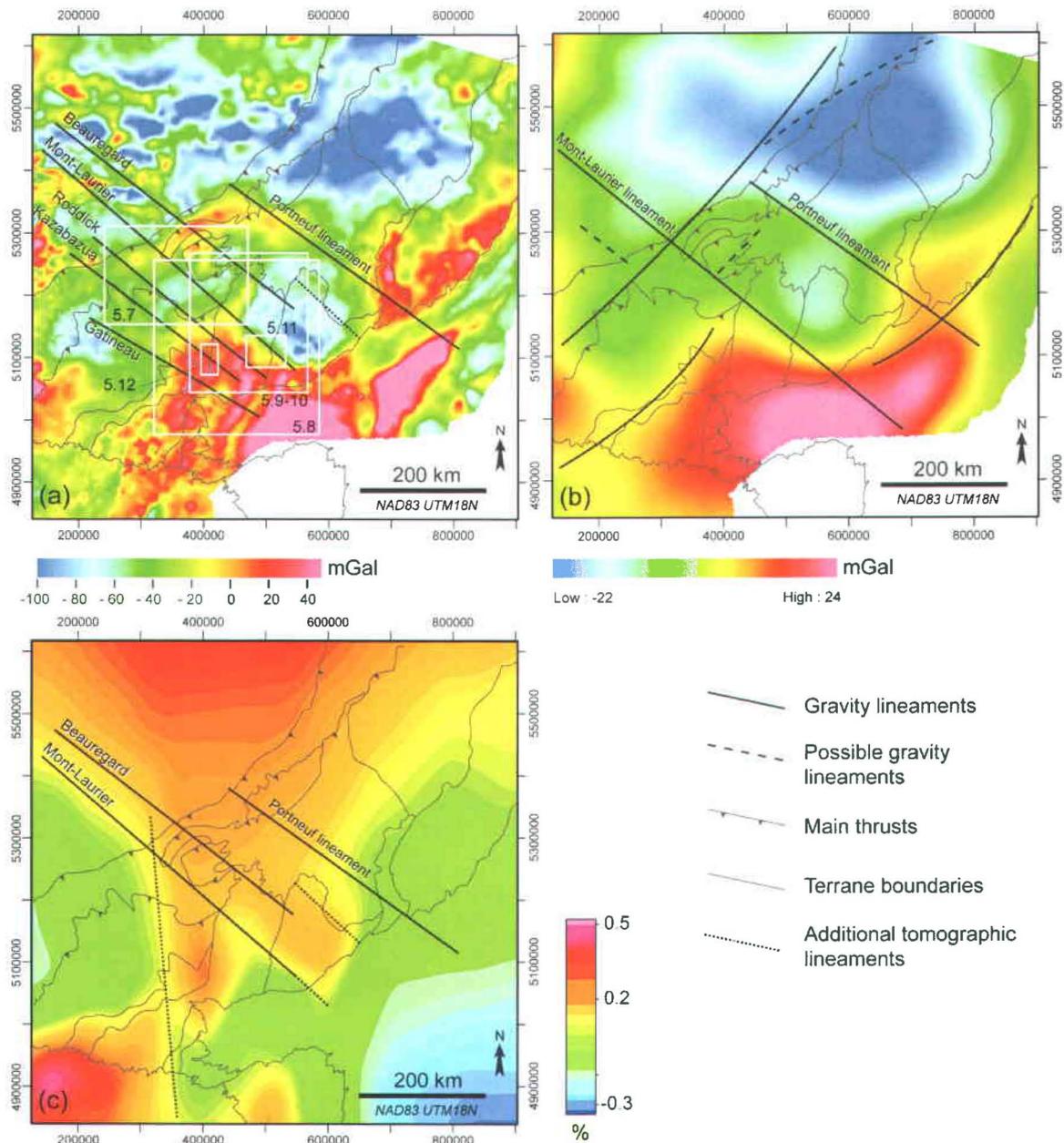


Figure 5.2: (a) Transverse lineaments interpreted from the Bouguer gravity field in SW Quebec, modified from Figure 4.5 in Chapter 4. Outline of a simplified tectonic subdivision from Figure 5.1b. White square corresponds to locations of Figures 5.7, 5.8, 5.9, 5.10 and 5.11. (b) Crustal-scale lineaments interpreted from the Bouguer gravity field upward continued to 50 km (*i.e.* corresponding to sources deeper than ca. 25 km), modified from Dufrechou and Harris (Chapter 4) with the simplified tectonic subdivision of Figure 5.1b. (c) Model for 100 km P-wave tomography model data for N America created using travel-time residuals of Burdick et al. (2008) displaying Mont-Laurier, Beauregard and Portneuf lineaments from this study and additional tomographic lineaments with the simplified tectonic subdivision of Figure 5.1b. Note that the Mont-Laurier lineament corresponds to a change in the seismic properties of the upper mantle and is hence interpreted as a lithospheric-scale structure.

1.29-0.98 Ga Grenvillian orogenic cycle (see next section; Moore and Thompson, 1980; McLelland et al., 1996; Rivers, 1997, 2008; Tollo et al., 2004; Davidson, 2008). Transverse lineaments occurring in both Grenvillian belts and a new interpretative tectonic map of the parautochthonous belt and the allochthonous belt of SW Quebec are presented.

5.2. Regional geological setting

5.2.1. Timing of events during the Grenvillian orogenic cycle

The Grenvillian orogenic cycle (Moore and Thompson, 1980; McLelland et al., 1996) is regarded as commencing during the ca. 1.29 to 1.19 Ga Elzevirian orogeny (Rivers, 1997; Rivers and Corrigan, 2000; Davidson, 2008) followed by the ca. 1.19 to 1.14 Ga Shawinigan orogeny (Rivers, 1997, 2008). The culmination of this cycle is the collisional Grenville orogeny s.s. (Rivers, 1997, 2008; Gower and Krogh, 2002; Tollo et al., 2004), which is interpreted as marking a collision between Laurentia and Amazonia (Li et al., 2008; Bogdanova et al., 2009). The Grenville orogeny s.s. is subdivided into the 1.08 to 1.02 Ga Ottawan and 1.00 to 0.98 Ga Rigolet orogenies (Rivers, 1997; Gower and Krogh, 2002; Rivers, 2008). Deformation and metamorphism are diachronous along the orogen (Rivers, 1997; Gower and Krogh, 2002; Gower et al., 2008) and in SW Quebec, the region covered by our study, there is no evidence for Elzevirian orogenesis to have taken place outboard of the Laurentian margin and for subsequent accretion of arc terrains to the Laurentian margin in the Grenville orogeny s.s. (Corriveau and Morin, 2000; Dickin and McNutt, 2007) as proposed for the Composite Arc Belt in Ontario (Easton, 1992; Carr et al., 2000b). In SW Quebec, 1.2-1.18 Ga deformation and granulite facies metamorphism are interpreted to result from the closure of continental arc or back-arc basins developed upon or along the pre-Grenvillian Laurentian margin (Corriveau and van Breemen, 2000; Hanmer et al., 2000, Rivers and Corrigan, 2000; Blein et al., 2003; Dickin and McNutt, 2007; Slagstad et al., 2009). Monzonite, gabbro and diorite intrusions of the 1.17-1.16 Ga Chevreuil intrusive suite (Corriveau and van Breemen, 2000) and the 1.165-1.135 Ga Morin anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) suite (Martignole and Schrijver, 1970; Emslie and Hunt, 1990; Martignole et al., 2000; Peck et al., 2005) intruded Grenville Supergroup metasedimentary rocks (Wynne-Edwards et al., 1966; Rivers et al., 1989) during post-Elzevirian collapse and renewed intraplate bulk shortening during the 1.19-1.14 Ga Shawinigan orogeny.

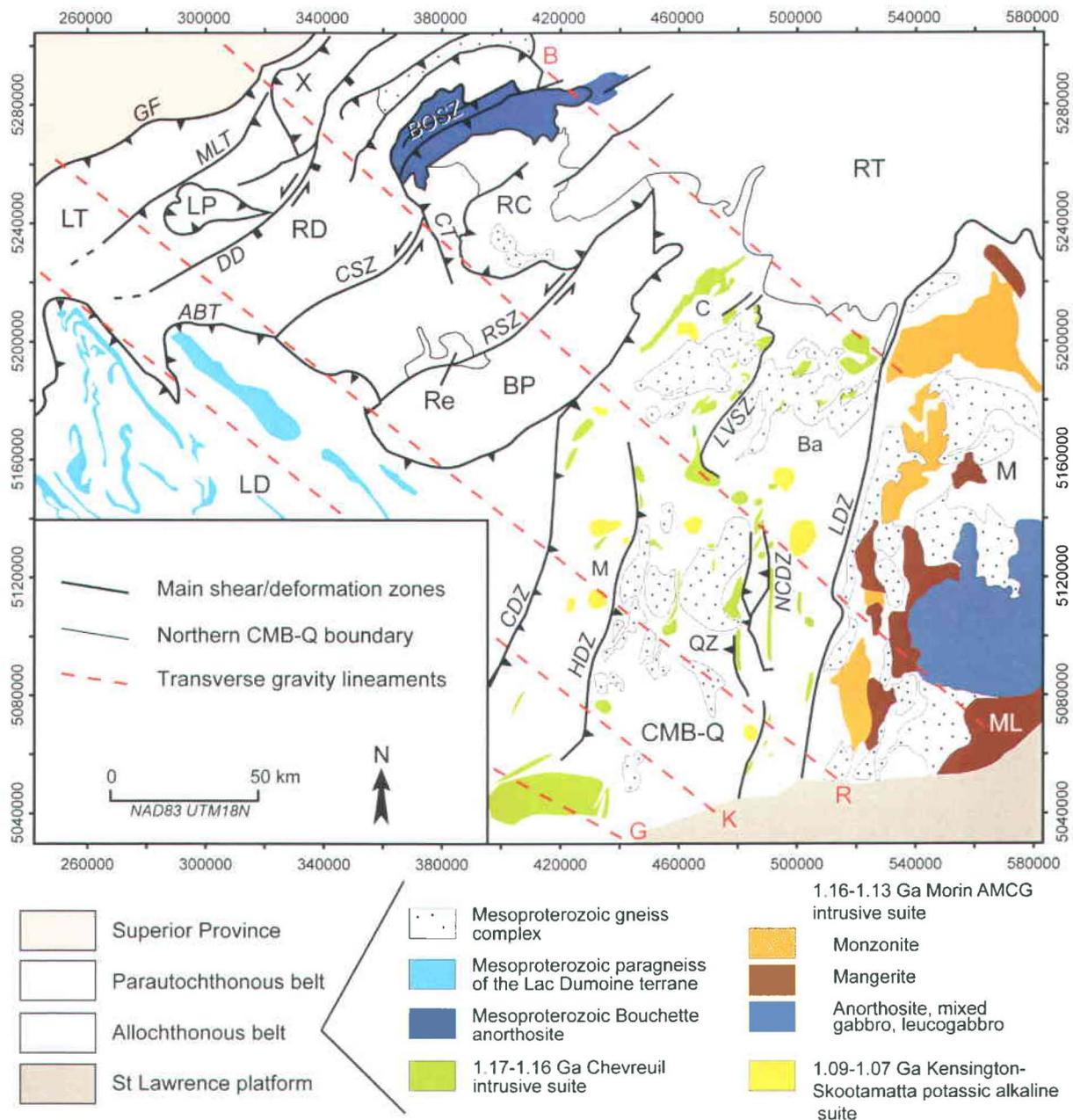


Figure 5.3: Simplified geological map of the Grenville Province in SW Quebec displaying main terranes, shear zones, intrusive rocks, and transverse lineaments (modified from Davidson, 1998; Martignole et al., 2000; Corriveau and van Breemen, 2000; Martignole and Martelat, 2005; Montreuil and Constantin, 2010). ABT: Allochthon Boundary Thrust; B: Beauregard lineament; Ba: Baker domain; BOSZ: Bouchette shear zone; BP: Baskatong Promontory; C: Cain domain; CDZ: Cayamant deformation zone; CMB-Q: Central Metasedimentary Belt of Quebec; CSZ: Cadgecrib shear zone; CT: Cabonga thrust; DD: Dorval detachment; GF: Grenville Front; HDZ: Heney deformation zone; K: Kazabazua lineament; LDT: Lac Dumoine terrane; LDZ: Labelle deformation zone; LVSZ: La Lièvre shear zone; LPT: Lac Perche terrane; LTT: Lac Témiscamingue terrane; M: Marble domain; ML: Mont-Laurier lineament; MLT: McLaurin thrust; MT: Morin terrane; NCDZ: Nominigüe-Chénéville deformation zone; G: Gatineau lineament; QZ: Quartzite domain; R: Roddick lineament; RC: Réservoir Cabonga terrane; RD: Réservoir Dozois terrane; RSZ: Renzy shear zone; Re: Renzy terrane; RT: Réservoir Taureau terrane; X: X terrane.

5.2.2. Broad tectonic subdivisions of the Grenville Province in SW Quebec

The Grenville Province in SW Quebec occurs along the SE margin of the Abitibi and Pontiac subprovinces of the Archaean Superior Province (Card, 1990; Thurston and Chivers, 1990; Percival, 2007). The parautochthonous belt in the study area forms a wide promontory that extends to 150 km into the allochthonous belt (Figure 5.3). Rocks of the parautochthonous belt corresponds to the SE part of the Superior Province that was overthrust to the NW along a series of NE-striking ductile shear and fault zones that cross-cut the Archaean fabric (Berclaz et al., 1995; Ludden and Hynes, 2000b; Davidson, 2001; Martignole and Martelat, 2005; Rivers, 2009) and metamorphosed during the Grenvillian orogenic cycle. A Grenvillian fabric overprints rocks of the SE Superior Craton near the Grenville Front tectonic zone and lithological packages and shear zones of the Abitibi Subprovince can be traced into the parautochthonous belt from regional mapping and aeromagnetic interpretation (Allard, 1979; Daigneault, 1991; Daigneault and Allard, 1994; Bandyayera et al., 2005; Faure, 2007).

The Allochthon Boundary Thrust that corresponds to a major thrust zone separating the parautochthonous belt and the allochthonous belt (Figure 5.1b and Figure 5.3) is characterised by a ca. kilometre-wide zone of amphibolites-facies straight gneiss (Rivers et al., 1989; Martignole and Calvert, 1996; Dickin and Guo, 2001; Rivers, 2009). The Allochthon Boundary Thrust also marks an important break in metamorphic grade, where amphibolites-facies gneisses of the parautochthonous belt are overthrust by high-pressure granulite terranes of the allochthonous belt (Rivers et al., 2002a, b). The allochthonous belt, including the former allochthonous monocyclic belt of Rivers et al. (1989), comprises an amalgam of Palaeoproterozoic to Mesoproterozoic terranes formed along the Laurentian margin, including continental magmatic arcs, continental back-arc basins and rifts (Hanmer et al., 2000; Rivers and Corrigan, 2000; Nantel and Pintson, 2002; Blein et al., 2003; Dickin and McNutt, 2007; Davidson, 1998; Slagstad et al., 2009; Dickin et al., 2010; Hynes and Rivers, 2010) and island arc(s) accreted to the Laurentian margin (Nadeau and van Breemen, 1994; Rivers and Corrigan, 2000; Nadeau et al., 2007; Hynes and Rivers, 2010). Unlike in Ontario, where a high grade metamorphic event took place at 1.07-1.05 Ga in the Frontenac terrane (Easton, 2000 and references therein; Rivers et al., 2002a, b), terrane assembly and high grade metamorphism in the Central Metasedimentary Belt component of the allochthonous belt in Quebec occurred during the ca. 1.2 Ga Elzevirian orogeny and terrane boundaries served as hosts to post-peak-metamorphic 1.17-1.16 Ga plutons of the Chevreuil intrusive suite which act as stitching plutons (Corriveau and van Breemen, 2000).

5.3. Transverse crustal to lithospheric-scale structures identified from gravity data

The most prominent transverse feature identified in SW Quebec on both enhanced ground gravity and seismic tomographic images in chapter 4 is the Mont-Laurier lineament. This NW-SE trending lineament is traced on gravity data south-eastward from the Superior Province across the Grenville Province and into the St Lawrence Platform and the Appalachian orogen (Figure 5.2a). The Mont-Laurier lineament is interpreted to reflect a lithospheric structure initially developed in Archaean basement during oblique rifting of the Wyoming Craton from the Superior Craton and acting subsequently as a transfer fault during orthogonal break-up of these cratons from the Superior Province in the Palaeoproterozoic (Chapter 4; Harris et al., in preparation). The Mont-Laurier lineament beneath the Grenville Province of SW Quebec is interpreted in the chapter 4 as a probable extension of the contact between the Karelia and Kola cratons of the Baltic Shield that are placed adjacent to the Superior Craton in tectonic reconstructions based on mafic dyke swarms (e.g. Bleeker and Ernst, 2006; Ernst and Buchan, 2010; Nilsson et al., 2010) and palaeomagnetism (Mertanen et al., 1999). Dufréchou and Harris (Chapter 4) and Harris et al. (2010; in preparation) note that cratons of the Baltic Shield must have been positioned further outboard from the Superior Province than conventionally shown as previous tectonic reconstructions do not take into account the continuation of Archaean basement beneath the Grenville Province (see extent of Archaean craton as delimited by seismic profiles across the Grenville Province in Martignole and Calvert (1996), Martignole et al. (2000) and Ludden and Hynes (2000b) on Figure 4.3 of previous chapter).

Four other transverse lineaments are identified by Dufréchou and Harris (Chapter 4) in SW Quebec (Figure 5.2b and Figure 5.3). With the possible exception of the Portneuf lineament north of our main study area (Figure 5.2b), they are thought to have similarly formed in the Archaean Superior Craton basement during these Palaeoproterozoic rifting events. The southwesternmost lineament (restricted to the allochthonous belt) is the Gatineau lineament (Figure 5.2b). Two other lineaments (Roddick and Kazabazua), located between the Gatineau lineament and the Mont-Laurier lineament, extend westward less than 50 km into the Abitibi Subprovince of the Superior Craton. The Kazabazua lineament (Figure 5.2b) is located near a recently identified transverse shear zone in the parautochthonous belt (Barbe et al., 2010), however the origin and displacement along this shear zone are as yet undefined. The

Beauregard lineament clearly cuts Archaean Bouguer gravity trends in the parautochthonous belt and is also most likely a Palaeoproterozoic structure similar to the Mont-Laurier lineament (Figure 5.2a). The Portneuf lineament (Figure 5.2) may alternatively result from changes in dip of the subducting slab during arc formation along the Laurentian margin (Chapter 4), however this lies outside the area described herein and is not discussed below.

5.4. Geophysical datasets

The total magnetic intensity grid (Figure 5.4) used in this study is extracted from the Canadian Aeromagnetic Data Base (2006). The Grenville Province airborne magnetic survey was conducted with a constant flight-line orientation perpendicular to the general regional NE geological strike at a nominal terrain clearance of 305 m along flight lines spaced 805 m apart and gridded at a 200 m cell size (Canadian Aeromagnetic Data Base, 2006). Variation in magnetic susceptibility in the total magnetic intensity grid reflects generally changes in rock composition (Glenn and Badgery, 1998; Verduzco et al., 2004; Nabighian et al., 2005b; Parsons et al., 2006; Austin and Blenkinsop, 2008; Airo and Wennerström, 2010). In SW Quebec, sub-circular positive magnetic anomalies generally correspond to outcrops of plutons or gneiss domes and elongate magnetic layering can commonly be shown to correspond to lithological units. On this basis, contacts between sub-parallel and contrasted elongate magnetic layering are interpreted as lithological contacts, whilst offsets or truncations of magnetic layers highlight the presence of ductile shear zones (where layers are “dragged” into interpreted cross-cutting features) or faults (where truncations are abrupt).

The ground Bouguer gravity grid (Figure 5.5) of the SW Grenville Province is extracted from the Canadian Geodetic Information System (2006) with data gridded at a 2 km cell size. The Bouguer gravity grid at such scale provides information about rock distribution in the crust and in the upper mantle (Nabighian et al., 2005a) and generally permits identification of contacts between litho-tectonic domains with contrasting densities, some of which correspond to first-order shear zones along which crustal blocks were juxtaposed at depth. As such, the Bouguer

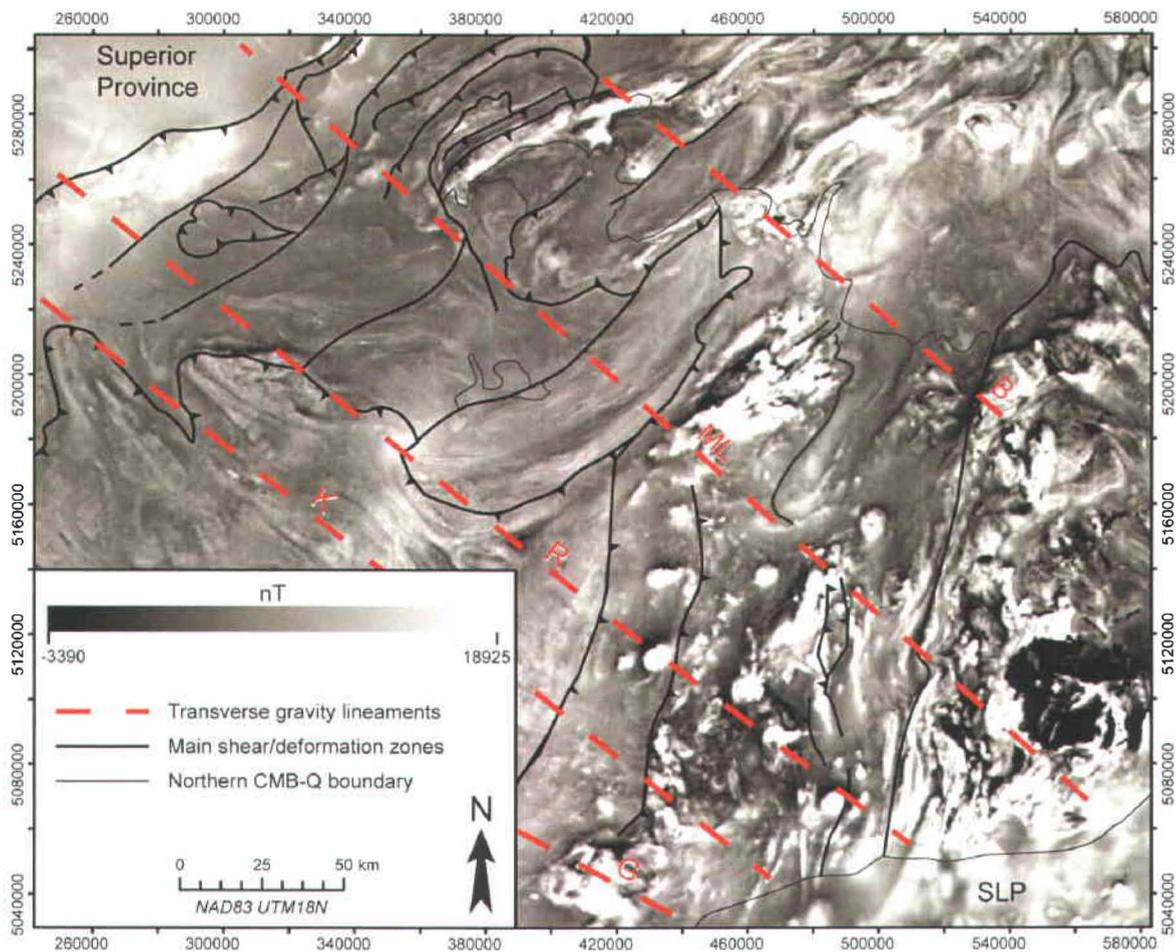


Figure 5.4: Total magnetic intensity map (derived from data in the Canadian Aeromagnetic Data Base, 2006) with superposed transverse lineaments interpreted from Bouguer gravity (Chapter 4) and outline of the simplified geological map (modified from Davidson, 1998; Martignole et al., 2000; Corriveau and van Breemen, 2000; Martignole and Martelat, 2005; Montreuil and Constantin, 2010). B: Beaugard lineament; G: Gatineau; K: Kazabazua lineament; ML: Mont-Laurier lineament; R: Roddick lineament; SLP: St Lawrence platform.

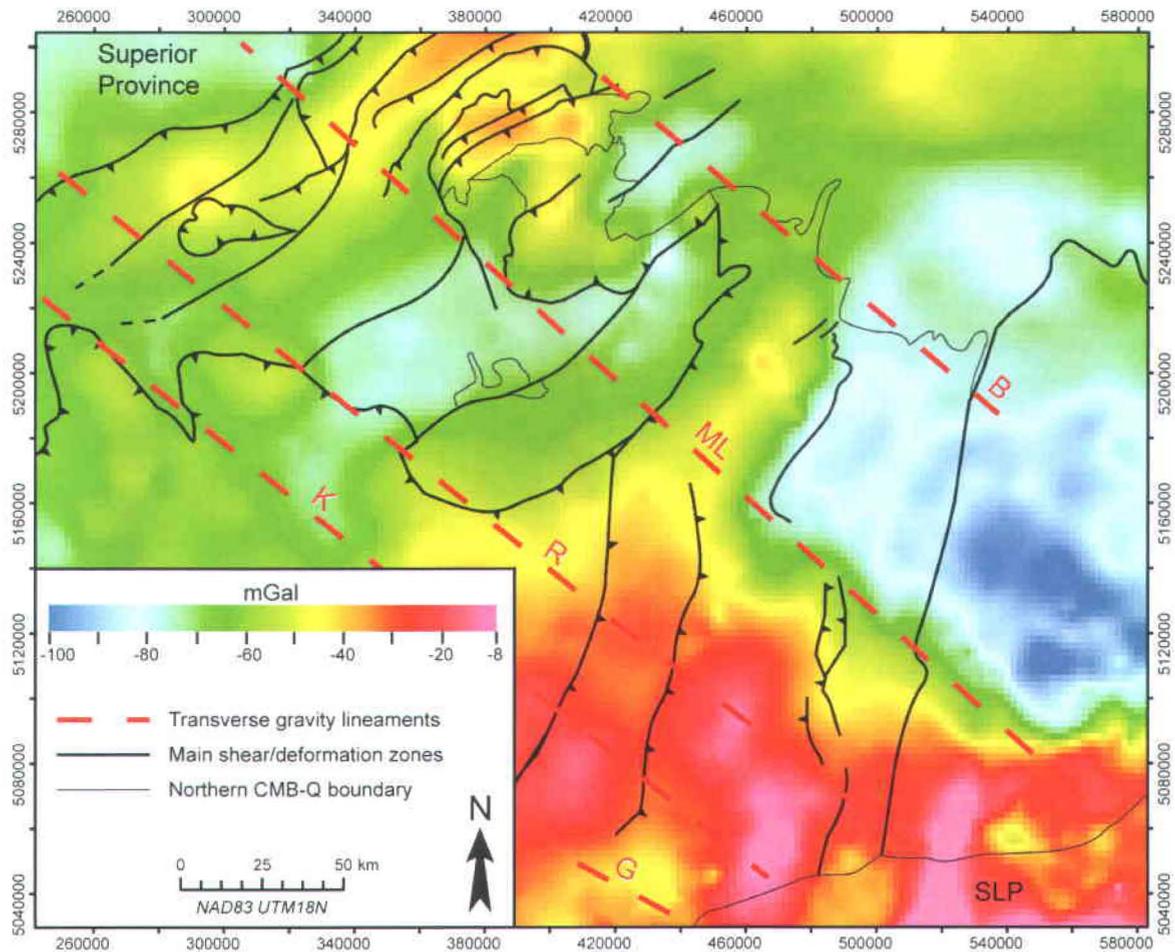


Figure 5.5: Detail of transverse lineaments (Chapter 4) on the Bouguer gravity map (Canadian Geodetic Information System, 2006) and outline of the simplified geological map (modified from Davidson, 1998; Martignole et al., 2000; Corriveau and van Breemen, 2000; Martignole and Martelat, 2005; Montreuil and Constantin, 2010). B: Beauregard lineament; G: Gatineau; K: Kazabazua lineament; ML: Mont-Laurier lineament; R: Roddick lineament; SLP: St Lawrence platform.

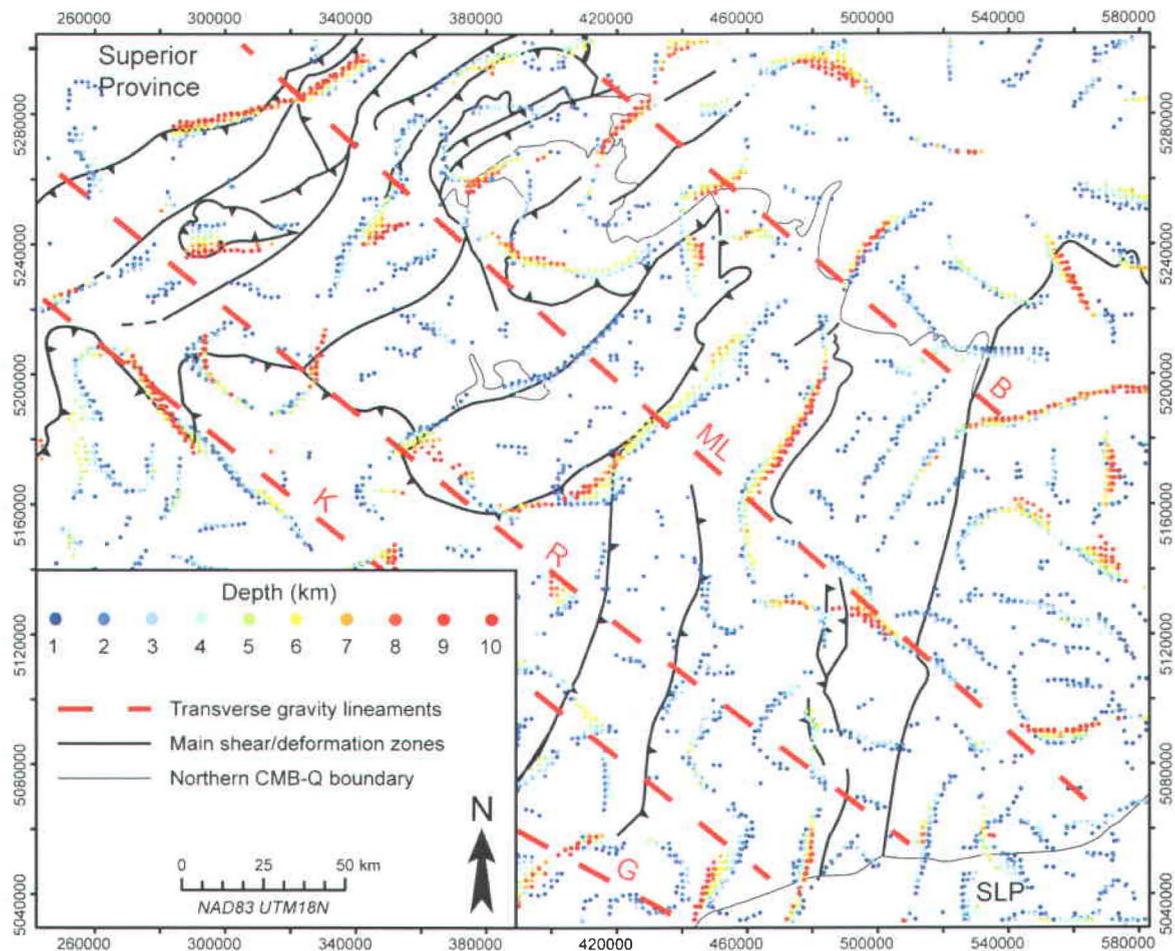


Figure 5.6: Gravity worms and transverse lineaments (Chapter 4) on the simplified geological map (modified from Davidson, 1998; Martignole et al., 2000; Corriveau and van Breemen, 2000; Martignole and Martelat, 2005; Montreuil and Constantin, 2010). B: Beauregard lineament; K: Kazabazua lineament; ML: Mont-Laurier lineament; G: Gatineau lineament; R: Roddick lineament; SLP: St Lawrence platform.

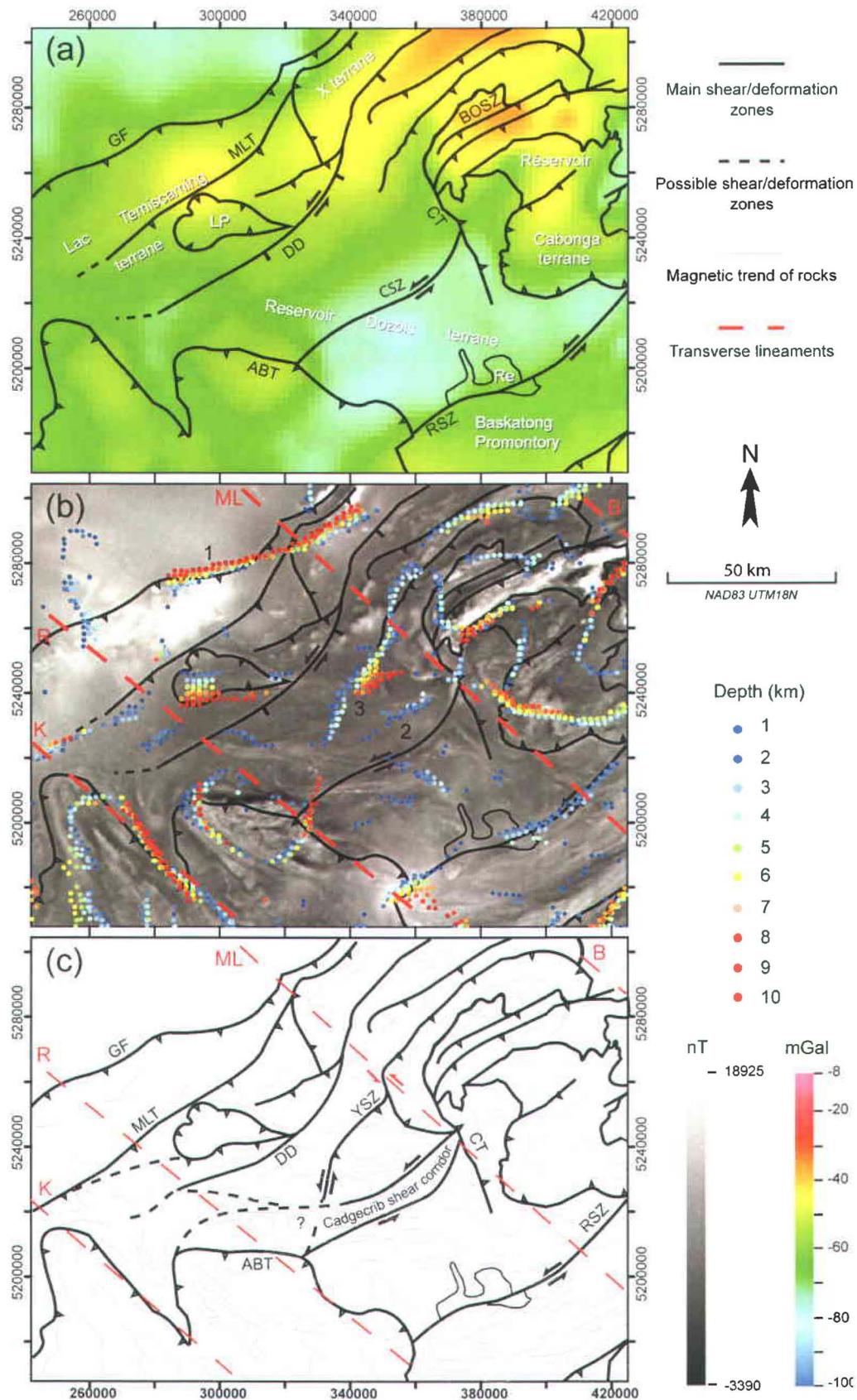
gravity grid includes information about deeper components of the crust and upper mantle and provides information that is complementary to that obtained from the total magnetic intensity grid that mainly represents near-surface distribution of lithologies of different magnetic susceptibility (Nabighian et al., 2005a) and shallower-level shear and fault zones. The maxima or “edges” (Blakely and Simpson, 1986) of the horizontal gradient of the Bouguer gravity for different values of upward continuation (Jacobsen, 1987), commonly called gravity “worms” (Archibald et al., 1999; Hornby et al., 1999; Holden et al., 2000; Horowitz et al., 2000) illustrated in Figure 5.6, provide information about the location and dip of lithological contacts or shear zones and faults across which there is a marked density contrast. Worms are extremely useful in localising significant geological boundaries and crustal structures (*e.g.* Bierlein et al., 2006a, b; Austin and Blenkinsop, 2008; Pinet et al., 2008).

In the following sections, general overviews of the geology for main lithotectonic domains in the study area are given, followed by a summary of their broad geophysical expression and their relationship to the newly interpreted transverse structures.

5.5. The parautochthonous belt and allochthonous belt klippen

5.5.1. Geological framework

The Grenville Front tectonic zone (Figure 5.3 and Figure 5.7a) corresponds to a broad zone of front-parallel fabrics along the SE margin of the Abitibi and Pontiac subprovinces including the Grenville Front (Wynne-Edwards, 1972; Avramtchev and Lebel-Drolet, 1981; Indares and Martignole, 1989) and the Dorval detachment (Martignole and Martelat, 2005) to the SE of the Grenville Front. The Dorval detachment (Figure 5.3 and Figure 5.7a) is an orogen-parallel normal to transtensional shear zone that is interpreted to have controlled exhumation of high pressure granulite in the Grenville Front tectonic zone (Gariépy et al., 1990; Martignole and Friedman, 1998; Martignole and Martelat, 2005). SE of the Grenville Front tectonic zone, the X terrane (Figure 5.3 and Figure 5.7a) constitutes a thick gneissic “granulite slab” overriding medium-grained amphibolite-facies schists of the Lac Témiscamingue terrane along the McLaurin thrust, a mylonite zone which displays top to the NW thrust overprinted by SE-directed



normal kinematic indicators (Indares and Martignole, 1989; Martignole and Martelat, 2005). Migmatites of the Réservoir Dozois terrane (Figure 5.3 and Figure 5.7a; Indares and Martignole, 1990a) occur in the hanging-wall to the Dorval detachment (Martignole and Martelat, 2005). The Cadgecrib shear zone within gabbro and strongly deformed migmatites of the Réservoir Dozois terrane (Martignole and Pouget, 1994; Figure 5.3 and Figure 5.7a) is a several hundred metre-wide zone of sub-vertical, generally NE- to E-striking straight gneisses and high grade mylonites (Martignole and Pouget, 1993) that shows evidence for dominantly sinistral transcurrent displacement (Martignole and Friedman, 1998). The Baskatong Promontory (Indares and Martignole, 1990a), that constitutes the furthest incursion of parautochthonous rocks southeastward into the allochthonous belt (Figure 5.3), is separated from the Réservoir Dozois terrane by the sub-vertical, 1-3 km wide, sinistral Renzy shear zone (Figure 5.3 and Figure 5.7a). The Renzy terrane is cut by the Renzy shear zone (Figure 5.3; Dickin et al., 1989; Martignole et al., 2000; Montreuil and Constantin, 2010) and forms a small allochthonous Mesoproterozoic klippe upon the parautochthonous belt.

The Réservoir Cabonga terrane (Figure 5.3 and Figure 5.7a) is a thin allochthonous synformal klippe (Martignole and Pouget, 1994; Martignole et al., 2000) of marble and metapelite (Martignole and Pouget, 1993, 1994; Brunet and Martignole, 1995) bounded to the NW by the lobate, highly deformed, SE dipping Bouchette gabbro-anorthosite complex (Otton, 1978) and to the SW by the Cabonga thrust (Martignole and Pouget, 1994). The Lac Perche terrane (Figure 5.3 and Figure 5.7a) occurs along the Grenville Front tectonic zone and the Renzy terrane (Figure 5.3 and Figure 5.7a) is located between the Réservoir Dozois terrane and the Baskatong Promontory (Montreuil and Constantin, 2010).

The main shear zones located in the parautochthonous belt are orogen-parallel, however the SW limit of the X terrane, Bouchette anorthosite, and Cabonga thrust are at a high-angle to the Grenville Front and closely correspond to the Mont-Laurier lineament (Figure 5.3).

Figure 5.7: (a) Simplified geological map of the parautochthonous belt in SW Quebec (modified from Davidson, 1998; Martignole et al., 2000; Martignole and Martelat, 2005; Montreuil and Constantin, 2010) on the Bouguer gravity map. (b) Simplified geological map of parautochthonous belt in SW Quebec, gravity worms, and transverse lineaments on the total magnetic intensity map. (c) Magnetic trends and new simplified tectonic map of the parautochthonous belt in SW Quebec interpreted from potential field maps and gravity worms. ABT: Allochthon Boundary Thrust; BOSZ: Bouchette shear zone; CSZ: Cadgecrib shear zone; CT: Cabonga thrust; DD: Dorval detachment; GF: Grenville Front; K: Kazabazua lineament; LP: Lac Perche terrane; ML: Mont-Laurier lineament; MLT: McLaurin thrust; R: Roddick lineament; Re: Renzy terrane; RSZ: Renzy shear zone; YSZ: Y shear zone.

5.5.2. Geophysical expression of major structures and interpretation

The Renzy shear zone, the most prominent shear zone visible on the total magnetic intensity map, corresponds to a NE-trending geophysical discontinuity that truncates the E-W magnetic trend of the Réservoir Dozois terrane (Figure 5.7b).

In the NW sector of the study area, gravity worms define an ENE striking structure (#1; Figure 5.7b), the western half of which corresponds to a portion of the Grenville Front and the eastern trace corresponds to a portion of the McLaurin thrust. Gravity worms however indicates a dip towards the NW, which is opposite to the up-dip extrapolation of the Grenville Front tectonic zone observed on the Lithoprobe deep crustal reflection seismic section (Martignole and Calvert, 1996; Martignole et al., 2000). The dip direction given by worms may, however, reflect that of NW dipping stratigraphic horizons that appear as well-defined reflectors in the Archaean footwall to the Grenville Front on the Abitibi-Grenville Lithoprobe seismic reflection profile (Martignole and Calvert, 1996; Ludden and Hynes, 2000b; Martignole et al., 2000) instead of the Grenville Front itself.

The subvertical NE-trending gravity worm #2 (Figure 5.7b) corresponds to a mapped shear zone parallel to and located at ca. 10 km to the NW of the Cadgecrib shear zone (Martignole and Pouget, 1994; Figure 5.7a). By analogy with the NE-trending subvertical straight gneisses and high grade mylonites of the sinistral Cadgecrib shear zone, the shear zone marked by worm #2 is interpreted as a sinistral shear zone. The westward continuation of this shear zone in the vicinity of the Allochthon Boundary Thrust is uncertain (Figure 5.7c). The Cadgecrib shear zone and the subvertical sinistral shear zone marked by worm #2 bound a ca. 10 km wide band of featureless magnetic expression that truncates the general E-W magnetic trends of the Réservoir Dozois terrane (Figure 5.7b). This corridor suggests that the Cadgecrib shear zone is possibly broader than previously mapped and correspond to a large band of sinistral deformation, called herein the Cadgecrib shear corridor (Figure 5.7c).

The worm #3 is roughly parallel to most shear zones in the parautochthonous belt and is thus interpreted to mark an undocumented shear zone named Y shear zone; Figure 5.7c). The Y shear zone cannot be linked to the Cadgecrib shear corridor because the Cadgecrib shear zone is structurally beneath the Réservoir Cabonga terrane. Although NE-trending mylonite zones occur between two splays of the Cabonga thrust (Martignole and Pouget, 1994), the Cadgecrib shear zone does not extend northeastward beyond the Mont-Laurier lineament (Figure 5.7c). The Y shear zone that may equate to a thrust shear zone, displays sinistral displacement across the Mont-Laurier lineament (Figure 5.7b). The Y shear zone appears to merge with the

Cadgcrib shear corridor in the eastern part of the Réservoir Dozois terrane, but its location is not clear (Figure 5.7b).

5.6. The Allochthonous Boundary Thrust and the allochthonous belt

5.6.1. Geological framework

The Lac Dumoine terrane (Figure 5.3) in the eastern Central Gneiss Belt (Ketchum and Davidson, 2000; Rivers et al., 2002a, b) consists predominantly of upper-amphibolite and granulite-facies gneiss (Indares and Martignole, 1990a; Davidson, 1998) emplaced along NW-directed thrusts (Martignole and Calvert, 1996; Ketchum and Davidson, 2000).

The Central Metasedimentary Belt of Quebec (Figure 5.3; CMB-Q: Wynne-Edwards et al., 1966; Wynne-Edwards, 1969; Martignole and Calvert, 1996; Corriveau and van Breemen, 2000; Corriveau, in press) is mainly composed of Grenville Supergroup metasedimentary rocks divided into the Quartzite and Marble domains (Corriveau et al., 1998) in the southern CMB-Q and into the Caïn and Baker domains in the northern CMB-Q (Nantel, 2003, 2008). The supracrustal rocks overly older 1.4-1.35 Ga gneiss that outcrops as elongate domes (Corriveau and Morin, 2000; Nantel, 2003, 2008; Figure 5.3). The domal structure, age and distribution of gneiss complexes within the CMB-Q and the distribution of overlying Grenville Supergroup metasedimentary rocks across the CMB-Q and into the Morin terrane suggests that the gneiss complexes represent the lithotectonic domain structurally underlying the metasedimentary rocks (Corriveau and Morin, 2000). Their model implies that marble and quartzite are only superficial while the older gneiss complexes extend and prevail at depth under the Grenville Supergroup supracrustal rocks in Quebec. The components of the CMB-Q can be interpreted as having developed in an early continental magmatic arc along the Laurentian margin that evolved to a back-arc setting (Hanmer et al., 2000; Nantel and Pintson, 2002; Rivers and Corrigan, 2000; Blein et al., 2003; Dickin and McNutt, 2007).

The Lac Dumoine terrane and the CMB-Q are separated by the Cayamant deformation zone (Lévesque and Sharma, 1994; Madore et al., 1994; Sharma et al., 1995a b, 1999; Figure 5.3) also named Baskatong shear zone (Hanmer and Ciesielski, 1984; Martignole and Calvert, 1996; Martignole and Friedman, 1998; Martignole et al., 2000). This structure is the surface

expression of an 8-10 km wide zone named the Baskatong ramp characterised by uniformly SE-dipping reflectors parallel to the Allochthon Boundary Thrust on the Abitibi-Grenville Lithoprobe reflection seismic profile (Martignole et al., 2000).

The eastern limit of the CMB-Q corresponds to the Labelle deformation zone (Labelle shear belt; Indares and Martignole, 1985; Indares and Martignole, 1990b; Rivers et al., 1989). The Labelle deformation zone separates the CMB-Q from the Morin terrane which comprises high-grade metasedimentary rocks (interpreted as part of the Grenville Supergroup) and meta-igneous rocks intruded by 1.165-1.135 Ga plutons of the Morin AMCG suite (Martignole and Schrijver, 1970; Martignole, 1974; Emslie and Hunt, 1990; Doig, 1991; Martignole and Calvert, 1996; Corriveau and van Breemen, 2000) and Lac Croche plutonic complex (Schrijver, 1975). The Labelle deformation zone is a poly-deformed corridor with conflicting shear sense indicators and variable mineral elongation lineations (Martignole and Corriveau, 1991; Zhao et al., 1997; Martignole and Friedman, 1998). Although interpreted as an east-dipping sinistral mylonitic shear zone formed during granulite facies metamorphism by Zhao et al. (1997), Martignole and Corriveau (1991) provide evidence for layer-parallel extension and layer-normal shortening, and not sinistral shearing, during high-grade metamorphism. Martignole and Corriveau (1991) show most mylonites to be younger to have formed under amphibolite facies conditions, and that interpreted sinistral displacements are post emplacement of 1.089 to 1.076 Ga plutons (Corriveau, 1991; Martignole and Friedman, 1998). Martignole and Friedman (1998) indicate that a period of implied sinistral displacement deduced from subsidiary S-dipping thrusts and *en échelon* stepping aplitic dykes would be younger than 1.076 Ga and most likely at ca. 1.078 Ga (age of the aplite dykes), *i.e.* post-dating granulite-facies metamorphism (Indares and Martignole, 1990b). The area has been shown to be a zone of intense flattening strain between 1.17-1.16 Ga within which conjugate NNW- to NW-striking sinistral and ENE- to NE-striking dextral transcurrent shears and local reverse, NNE-striking shear zones occur (Rivard et al., 1999; Harris et al., 2001). Dip-slip displacements along the Labelle deformation zone recorded by Zhao et al. (1997) most likely also occurred in this event as they would form in the same implied stress field.

In the south-western part of the CMB-Q (Figure 5.3), the Heney deformation zone (Langlais, 1994) marks the western limit of the gneiss complexes. This N-trending deformation zone is interpreted as the extension of the Robertson Lake shear zone in Ontario (Corriveau, 1990; Corriveau et al., 1998).

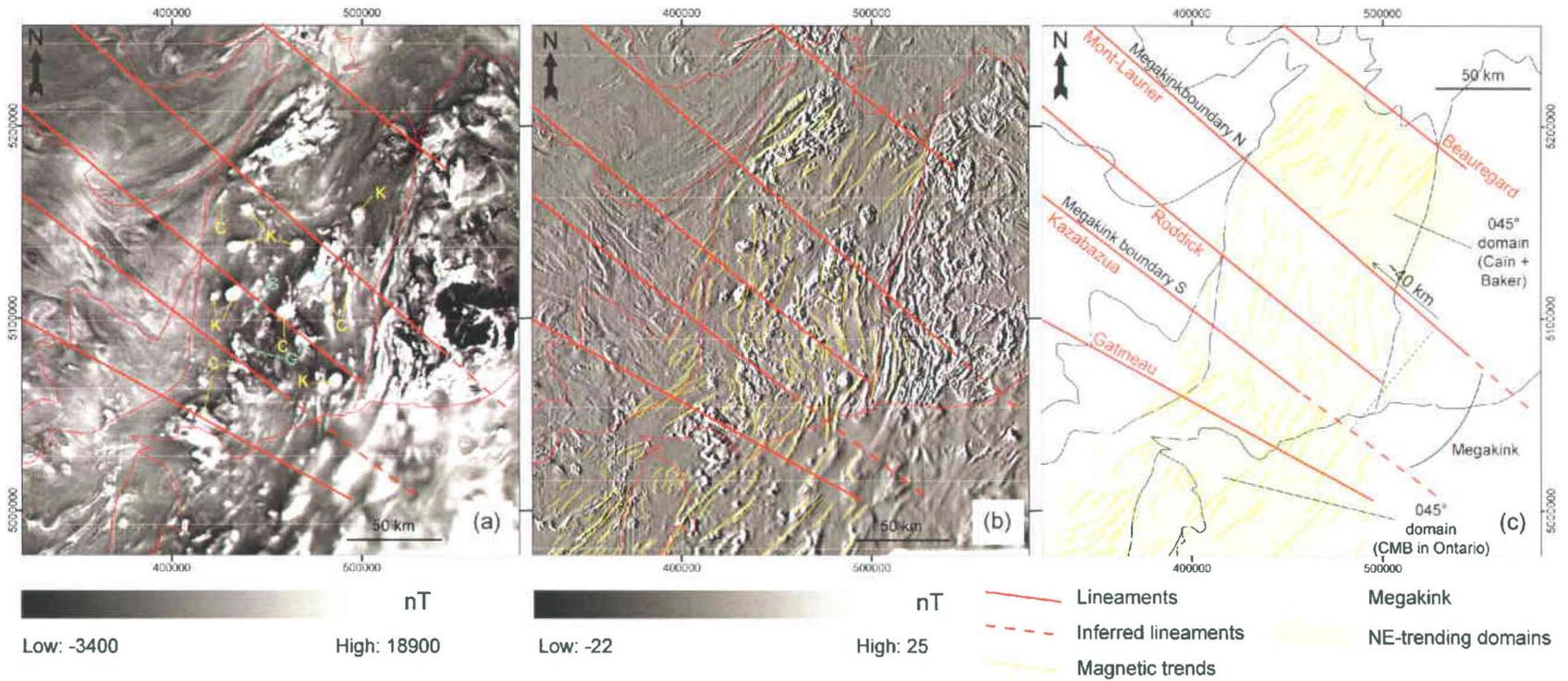
The 1.17-1.16 Ga Chevreuil intrusive suite in the CMB-Q (Figure 5.3) comprises vertically layered gabbro stocks, sheeted gabbro, diorite, and monzonite intrusions and a swarm of composite mafic-felsic dykes (Corriveau and van Breemen, 2000; Corriveau, in press). The suite post-dates ca. 1.2-1.18 Ga regional metamorphism and serves as an important chronological field marker for a strongly partitioned, compressive, intraplate 1.17-1.16 Ga reactivation event (Corriveau and van Breemen, 2000). Series of sheet-like intrusions define magmatic corridors concordant to their host rocks, a result of their emplacement along active deformation zones (Corriveau and van Breemen, 2000). The mafic stocks are systematically devoid of felsic components and have been interpreted to tap a mafic magma source likely at the Moho without interference from felsic magmas (Corriveau and Morin, 2000).

The Nomingue-Chénéville deformation zone that marks the eastern limit of gneiss complexes in the Quartzite domain (Corriveau et al., 1996b; Figure 5.3) is a 10 km wide deformation zone characterised by bulk coaxial flattening strain (Harris et al., 2001) in which a flattening foliation, W-directed reverse shears, and conjugate shear zones record E-W shortening synchronous with emplacement of many of the Chevreuil plutonic suite intrusive bodies. The La Lièvre shear zone in the northern CMB-Q separates the Cain domain in the east from the Baker domain in the west (Nantel, 2003, 2008).

The 1.09-1.07 Ga Kensington-Skootamatta potassic alkaline suite consists of ultramafic to felsic nested plutons and lamprophyre dykes that record magma ascent by fracture propagation along dykes within gneisses and entrapment by marble to form plutons (Corriveau and Gorton, 1993; Morin and Corriveau, 1996; Corriveau et al., 1998).

5.6.2. Geological expression of transverse lineaments

Although no transverse structures are directly mapped as discrete corridor of penetrative deformation, significant changes in regional geology and in the orientation and termination of regional structures occur across the interpreted underlying transverse structures. At the orogen scale, the Allochthon Boundary Thrust is sub-parallel to the Grenville orogen. In SW Quebec, the Allochthon Boundary Thrust is, however, locally oriented NW-SE along the transverse Kazabazua and Roddick lineaments (Figure 5.3). The Quartzite and Marble domains in the



southern part of the CMB-Q are separated from the Caïn and Baker domains in the NE across the Mont-Laurier lineament (Figure 5.3).

The Labelle deformation zone, though rectilinear along most of its extent, is locally folded across the Mont-Laurier lineament (Figure 5.3; described in more detail in Section 6.3.5). The Mont-Laurier lineament also corresponds to the northern termination of the Cayamant, Heney, and Nomingue-Chénéville deformation zones and represents the southern termination of the La Lièvre shear zone (Figure 5.3). The NE termination of the La Lièvre shear zone is marked by the Beaugard lineament (Figure 5.3).

5.6.3. Geophysical interpretation

5.6.3.1. *Gravity and aeromagnetic expression of lithological units*

The largest positive magnetic anomalies in the CMB-Q correspond to a series of high-grade gneiss complexes (Figure 5.8a). Sheet-like intrusions of the Chevreuil intrusive suite are marked by narrow N-S elongate positive magnetic anomalies mainly along deformation zones (Figure 5.8a). The sub-circular, ten kilometre wide, positive magnetic anomalies in the CMB-Q correspond to intrusive rocks of the Kensington-Skootamatta potassic alkaline or Chevreuil intrusive suites (Figure 5.3 and Figure 5.8a). Whilst aeromagnetic signatures of metasedimentary sequences of the Marble, Quartzite, Caïn, and Baker domains are featureless and closely similar (Figure 5.4 and Figure 5.8), the Baker domain corresponds to a Bouguer gravity low whereas the Caïn, Marble and Quartzite domains correspond to a Bouguer gravity high (Figure 5.5).

Figure 5.8: (a) Simplified geological map of the allochthonous belt in SW Quebec (modified from Davidson, 1998; Corriveau and van Breemen, 2000) and transverse lineaments on the total magnetic intensity map. Positive magnetic anomalies of gneiss complexes (G) and plutons of the Chevreuil intrusive suite (C) and Kensington-Skootamatta alkaline potassic suite (K) are highlighted. (b) Simplified geological map of the allochthonous belt in SW Quebec and transverse lineaments on the horizontal gradient of the total magnetic intensity map. (c) Simplified geometry of the CMB-Q megakink and magnetic trends interpreted from the horizontal gradient of the total magnetic intensity map on the simplified geological map of the allochthonous belt in SW Quebec.

5.6.3.2. Interpretation of a megakink zone in the CMB-Q

Lithological and structural trends in the CMB-Q are interpreted from the horizontal gradient of the total magnetic intensity (Figure 5.8b) that enhances lithological contacts and structures (Blakely, 1995; Verduzco et al., 2004). The dominant lithological and structural trend between the transverse Kazabazua and Mont-Laurier lineaments strikes approximately 005° whereas it is approximately 040° - 050° on either side of the zone between the two lineaments (Figure 5.8b). This abrupt change in regional strike in the CMB-Q between the Kazabazua and Mont-Laurier lineaments is interpreted as defining a NW-SE trending sinistral megakink (using the terminology of Grantz, 1966; Powell, 1984; Powell et al., 1985; Webster et al., 1998) herein called the Central Metasedimentary Belt of Quebec megakink (CMB-Q megakink; Figure 5.8c). The Mont-Laurier lineament corresponds to the northern megakink boundary. The Baker and Caïn domains of the CMB-Q occur NE of the megakink whereas the CMB-Q megakink affects both the Marble and Quartzite domains. The Kazabazua lineament corresponds to the southern megakink boundary that separates the CMB-Q megakink and the Central Metasedimentary Belt in Ontario to the SW (Figure 5.8c). In the CMB-Q megakink and the Cayamant, Heney, and Nomingue-Chénéville deformation zones are oriented parallel to the dominant N-S magnetic trend in the CMB-Q megakink. The Cayamant and Heney deformation zones and the La Lièvre shear zone are oriented parallel to the dominant NE-SW magnetic trend in both external domains (Figure 5.8c). An overall ca. 40 km sinistral offset of terrains on either side of the CMB-Q megakink is apparent from the offset of magnetic contacts by the Mont-Laurier lineament (Figure 5.8c).

The Gatineau lineament, S of the CMB-Q megakink, marks a slight change in magnetic trends from mainly NE-striking in the S to mainly NNE-striking N of the Gatineau lineament. The Gatineau lineament also marks the SW termination of NE-trending magnetic units in the southern 045° domain (mainly beneath the St Lawrence platform) that have sinistral offset across it (Figure 5.8a) and may hence mark the presence of another megakink zone.

5.6.3.3. Criteria for sinistral displacement on shear zones beneath the CMB-Q upper deck

In the CMB-Q (Figure 5.9a), the alignment and apparent on-strike continuity of several transverse gravity worms (Figure 5.9b) suggests that they define segments of several, more continuous structures (Table 1) herein called the Sam, Roddick, Simon, Mont-Laurier S, Mont-

Laurier N, Beaugard S, and Beaugard N worms (Figure 5.9c). Structures corresponding to the transverses worms are not identifiable on regional magnetic imagery (Figure 5.8a, b) suggesting that all or most of them occur in the subsurface, or that there is no contrast in magnetic susceptibility across them. As gravity provides information about deeper crustal features compared to aeromagnetic data it is suggested that the structures defined by worms occur beneath the upper-most allochthonous thrust sheet of the CMB-Q within the lower deck interpreted from Lithoprobe seismic data by Martignole and Calvert (1996) and Martignole et al. (2000).

The orogen parallel worms #27 and #28 are sinistrally offset by ca. 30 km along the Sam worm #5 (*i.e.* taken as the distance between the southern termination of worm #27 and the northern termination of worm #28 in Figure 5.10). The worms #23 and #24 are sinistrally offset along the Roddick worm #8 by ca. 25 km (distance between the northern and southern termination of worms #23 and #24). The worms #22 and #23 are also sinistrally offset along the Mont-Laurier S worm #13 with a displacement of ca. 45 km (distance between the northern and southern termination of worms #22 and #23; Figure 5.10). The Mont-Laurier N worm corresponds to the southern termination of the orogen parallel worm #29. If coeval with other worms, this interpretation supposes that the worm #29 was also sinistrally offset along this shear zone. The southern offset continuation of the worm #29 is proposed to be the worm #30 and the displacement along the Mont-Laurier N worm is estimated at ca. 60 km (Figure 5.10). The cumulative offset along the Mont-Laurier and Roddick lineaments between worms #22 and #24 is ca. 70 km and between worms #29 and #30 is ca. 60 km (Figure 5.10).

The sinistral offset across structures defined by the transverse worms suggests that they correspond to sinistral shear zones or to oblique-slip shear zones with a significant sinistral horizontal shear component (Figure 5.9d). No offset of orogen-parallel worms has been interpreted along the Beaugard S and Beaugard N worms, but by analogy with other transverse worms we infer that they correspond also to sinistral shear zones:

- The ca. 100 km long Mont-Laurier S and the Mont-Laurier N shear zones are sub-parallel to the Mont-Laurier lineament. They are interpreted as boundaries of a ca. 10-20 km wide sinistral shear band called the Mont-Laurier shear corridor (Figure 5.10) that crosses through the Labelle deformation zone and continues toward the southern part of the Morin anorthosite massif (Figure 5.9c).

- The Roddick and Simon shear zones are both sub-parallel to the Roddick lineament. They are also interpreted as the boundaries of a ca. 10-20 km wide sinistral shear band called

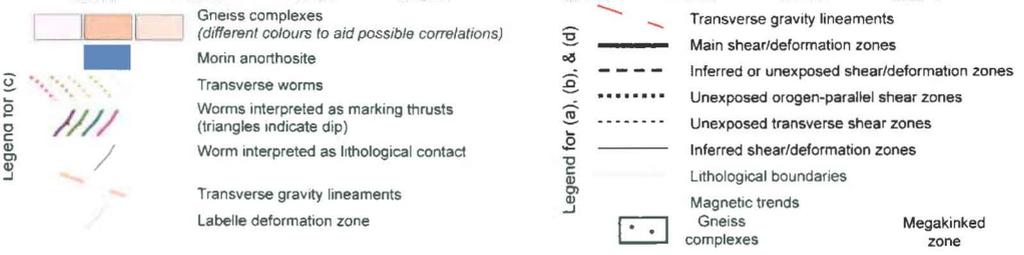
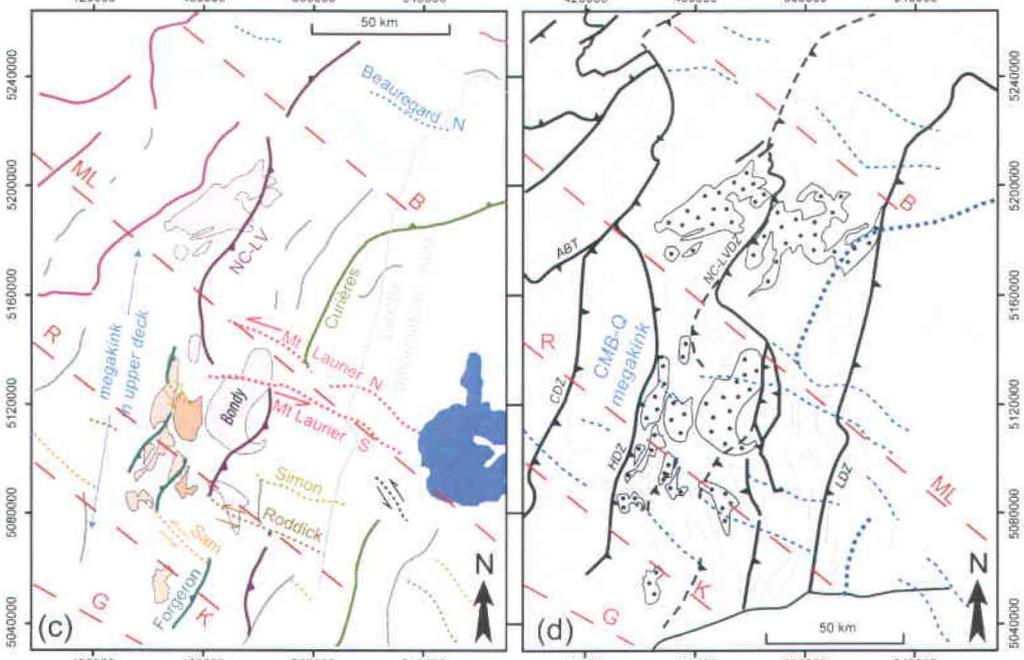
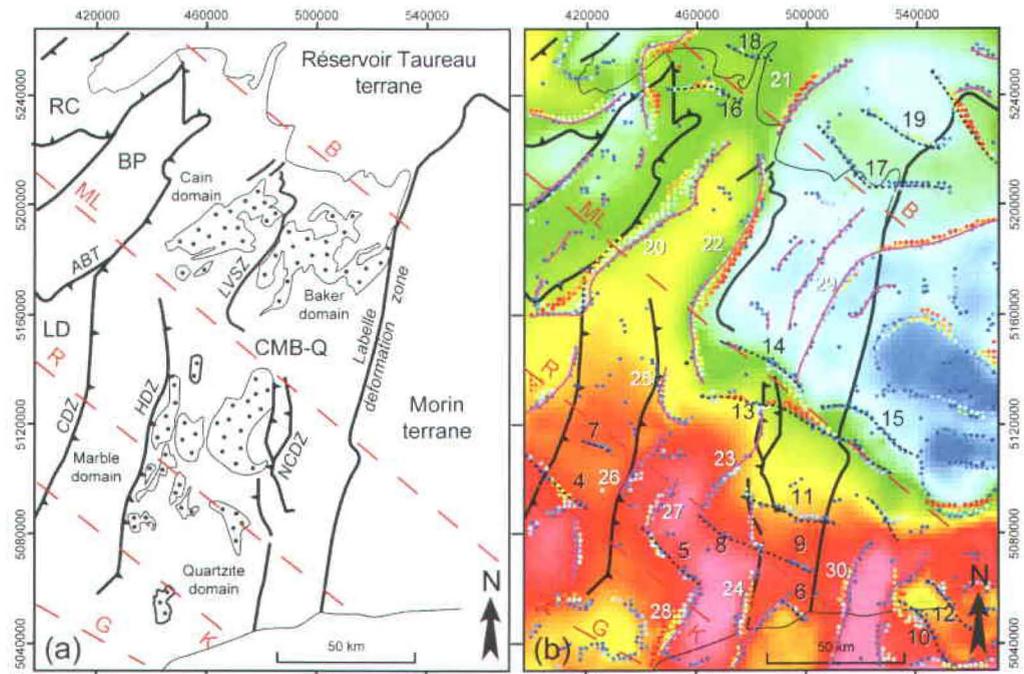


Table 5.1: Transverse and orogen-parallel lineaments.

N°	Interpreted structure	Dominant trend	Comments
4, 5, 6	Sam shear zone	NW	Unexposed sinistral shear zone Located in the CMB-Q Northern limit of the Kazabazua shear corridor
7, 8, 9, 10	Roddick shear zone	NW	Correspond to the Roddick lineament Unexposed sinistral shear zone Located in the CMB-Q and in the Morin terrane Southern limit of the Roddick shear corridor
11, 12 (and S of 25?)	Simon shear zone	NW	Unexposed sinistral shear zone Located in the CMB-Q and in the Morin terrane Northern limit of the Roddick shear corridor
13	Mont-Laurier S shear zone	NW	Corresponds to the Mont-Laurier lineament Southern limit of the Mont-Laurier shear corridor
14, 15	Mont-Laurier N shear zone	NW	Correspond to the Mont-Laurier lineament Northern limit of the Mont-Laurier shear corridor
16, 17	Beauregard S shear zone	NW	Corresponds to the Beauregard lineament Southern limit of the Beauregard shear corridor
18, 19	Beauregard N shear zone	NW	Correspond to the Beauregard lineament Northern limit of the Beauregard shear corridor
20	Allochthon Boundary Thrust (ABT)	NE	NW dip, i.e. opposite to the dip direction observed on seismic profile (Martignole et al., 2000). Interpreted as reflecting dip of lithological contact(s) within the parautochthonous belt and not a fault surface.
21, 22, 23, 24	Nominingue-Chénéville – La Lièvre deformation zone (NC-LVDZ)	NE	Deformation zone that includes: - The La Lièvre shear zone - The Nominingue-Chénéville deformation zone NC-LVdeformation zone is sinistrally offset by NW trending shear zones
25, 26, 27, 28	Forgeron deformation zone	NE	Outcropping thrust zone that include the Heney deformation zone Forgeron worms are sinistral offset across NW trending shear zones
29, 30	Curières deformation zone	NE	Sinistrally offset across the Mont-Laurier lineament Southern part is located in the Morin terrane Northern part is located in the CMB-Q and in the Morin terrane and go through the Labelle deformation zone

Figure 5.9: (a) Simplified geological map of the Central Metasedimentary Belt of Quebec (modified from Corriveau and van Breemen, 2000 and Nantel, 2003). (b) Gravity worms and transverse lineaments on the Bouguer gravity map with the simplified geological map in (a) superposed. (c) Structural interpretation of gravity worms in (b). (d) Magnetic trends and new simplified tectonic map of Central Metasedimentary Belt of Quebec interpreted from potential field maps and gravity worms. ABT: Allochthon Boundary Thrust; B: Beauregard lineament; BP: Baskatong promontory; CDZ: Cayamant deformation zone; CMB-Q: Central Metasedimentary Belt of Quebec; G: Gatineau lineament; HDZ: Heney deformation zone; K: Kazabazua lineament, LD: Lac Dumoine terrane, LDZ: Labelle deformation zone, LVSZ: La Lièvre shear zone, ML: Mont-Laurier lineament; M: Morin terrane; NCDZ: Nominingue-Chénéville deformation zone; NC-LVDZ: Nominingue-Chénéville – La Lièvre deformation zone; R: Roddick lineament; RC: Réservoir Cabonga terrane; RSZ: Renzv shear zone.

the Roddick shear corridor (Figure 5.10) that occurs in the zone affected by the CMB-Q megakink and in the Morin terrane (Figure 5.9c).

- The Beaugard S and Beaugard N shear zones are both sub-parallel to the Beaugard lineament. They are also interpreted as the boundaries of a ca. 10-20 km wide shear band called the Beaugard shear corridor (Figure 5.10). Displacement along the Beaugard shear corridor is undefined.

- The Sam shear zone is located at the N of, and is subparallel to, the Kazabazua lineament. We infer that the Sam shear zone marks the northern limit of a ca. 10-20 km wide sinistral shear band called the Kazabazua shear corridor (Figure 5.10). The southern limit to the Kazabazua shear corridor has not been identified.

The Beaugard, Mont-Laurier, Roddick, and Kazabazua shear corridors are zones that correspond to reactivation of the Beaugard, Mont-Laurier, Roddick and Kazabazua basement structures.

5.6.3.4. *Interpreted offset of orogen-parallel structures within the CMB-Q megakink zone*

Orogen-parallel worms, interpreted as single structures offset along the transverse shear zones in the CMB-Q megakink (see section above) are grouped (Table 1) from W to E into:

- The Forgeron worms (Figure 5.9c) that define an unmapped / unexposed structure highlighted by worms #27 and #28 (Figure 5.9b) and possibly by worms #25 and #26, the latter two may equate to portions of the exposed Heney deformation zone (Figure 5.9a, b). Worms #27 and #28 may similarly correspond to deformation zones (Figure 5.9d).

- The Nomingue-Chénéville – La Lièvre worms (Figure 5.9c), that correspond to worms #21 (that also mark an unmapped or unexposed structure; Figure 5.9a, b), #22 (the La Lièvre shear zone; Figure 5.9a, b), and #23 and #24 (respectively the northern and southern portions of the Nomingue-Chénéville deformation zone; Figure 5.9a, b). As most of these worms correspond to mapped deformation zones, we infer that they highlight a single deformation zone (the Nomingue-Chénéville – La Lièvre deformation zone) of which the La Lièvre shear zone segment and the Nomingue-Chénéville deformation zone segment are offset across the Mont-Laurier shear corridor (Figure 5.9d).

- The Curières worms #29 and #30 do not correspond to regional mapped structures (Figure 5.9b, c). The southern part of the Curières worms #30 is located in the Morin terrane and the northern part is located in the CMB-Q and crosses through the Labelle deformation zone toward the Morin terrane (Figure 5.9d). The continuity of the northern Curières worms in the CMB-Q and the Morin terrane suggests that this structure is located in the lower deck and does not affect the upper deck. Most of the main NE-SW trending structures, as imaged on the Lithoprobe seismic profile, correspond to NE dipping thrust zone (Clowes et al., 1996; Corriveau and Morin, 2000; Ludden and Hynes, 2000b; Martignole et al., 2000). We thus infer that the Curières worms (Figure 5.9c) correspond to an unexposed deformation zone (Figure 5.9d).

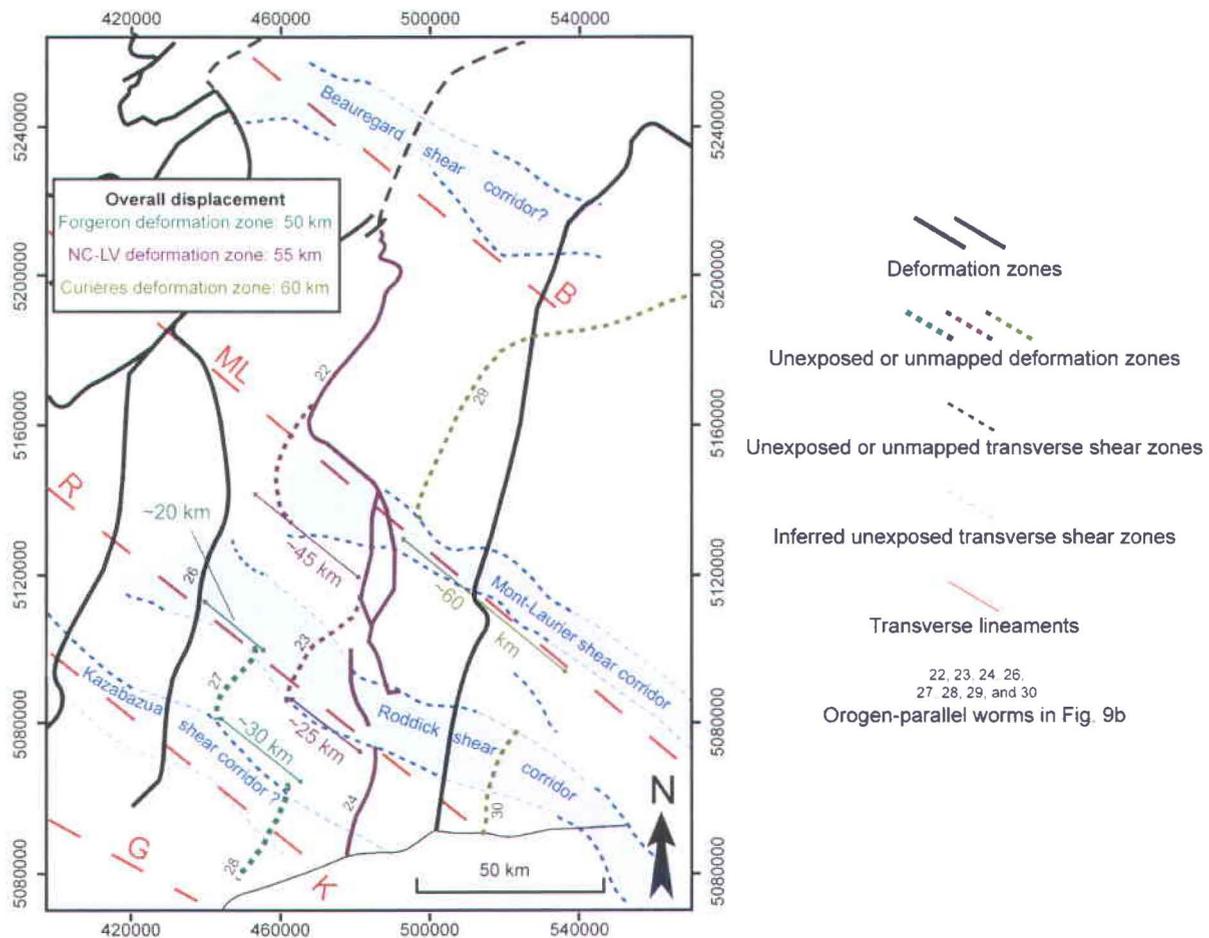


Figure 5.10: Displacement estimated along transverse shear zone beneath the CMB-Q megakink. B: Beauregard lineament; G: Gatineau lineament; K: Kazabazua lineament; ML: Mont-Laurier lineament; NC-LV: Nomingue-Chénévillle – La Lièvre; R: Roddick lineament.

5.6.3.5. Evidence for multiple reactivation along the Mont-Laurier lineament and for the timing of formation of the Labelle deformation zone

The generally NNE-SSW trending Labelle deformation zone and semi-pelitic and quartzofeldspathic paragneiss, tonalitic to granitic gneiss horizons in the CMB-Q and Morin terrane on either side of it are locally folded by the asymmetrical ("S-shaped"), 43° SSW plunging Lac-Simon fold (Martignole and Corriveau, 1991) which reorients the deformation zone and lithological layering to a NW-SE orientation (Figure 5.11) above the Mont-Laurier lineament. Lithological layering within both the CMB-Q and Morin terranes in the area affected by the fold are truncated by the Labelle deformation zone. These relationships indicate that strata of the CMB-Q and Morin terrane were already folded prior to being truncated by the Labelle deformation zone.

Folding of mapped lithological layering in the CMB-Q and in the Morin terrane is interpreted to result from sinistral displacement along NW-striking shear zones (Figure 5.11) of the Mont-Laurier shear corridor. The 10 km offset of gneisses in the Morin terrane and the 15 km cumulative offset of tonalitic to granitic gneisses and semi-pelitic or quartzofeldspathic paragneisses along several local shear zones in the CMB-Q (Figure 5.11) in the upper deck is less than the 45 and 60 km offset interpreted along the Mont-Laurier shear corridor in the lower deck (Figure 5.10). However, the total offset accommodated by the CMB-Q megakink (ca. 40 km; Figure 5.8c) and local shear zones along the Mont-Laurier shear corridor (10-15 km, Figure 5.11) in the upper deck is comparable to the cumulative displacement across the Mont-Laurier and Roddick shear corridors in the lower deck of 60-70 km (Figure 5.10).

The location of the single, isolated fold of the Labelle deformation zone coincides directly with the Mont-Laurier lineament (Figure 5.11). The sinistral sense of fold asymmetry is the same as that for offsets of NNE-SSW units across the Mont-Laurier lineament described above. This fold is thus interpreted to represent the response in the upper-most thrust sheet to sinistral displacement along discrete structures defining the Mont-Laurier lineament within the underlying thrust sheet or lower-deck (Figure 5.11). Alternatively this fold may have been formed by stepping across the Mont-Laurier lineament (a pre-existing zone of weakness) during formation of the Labelle deformation zone.

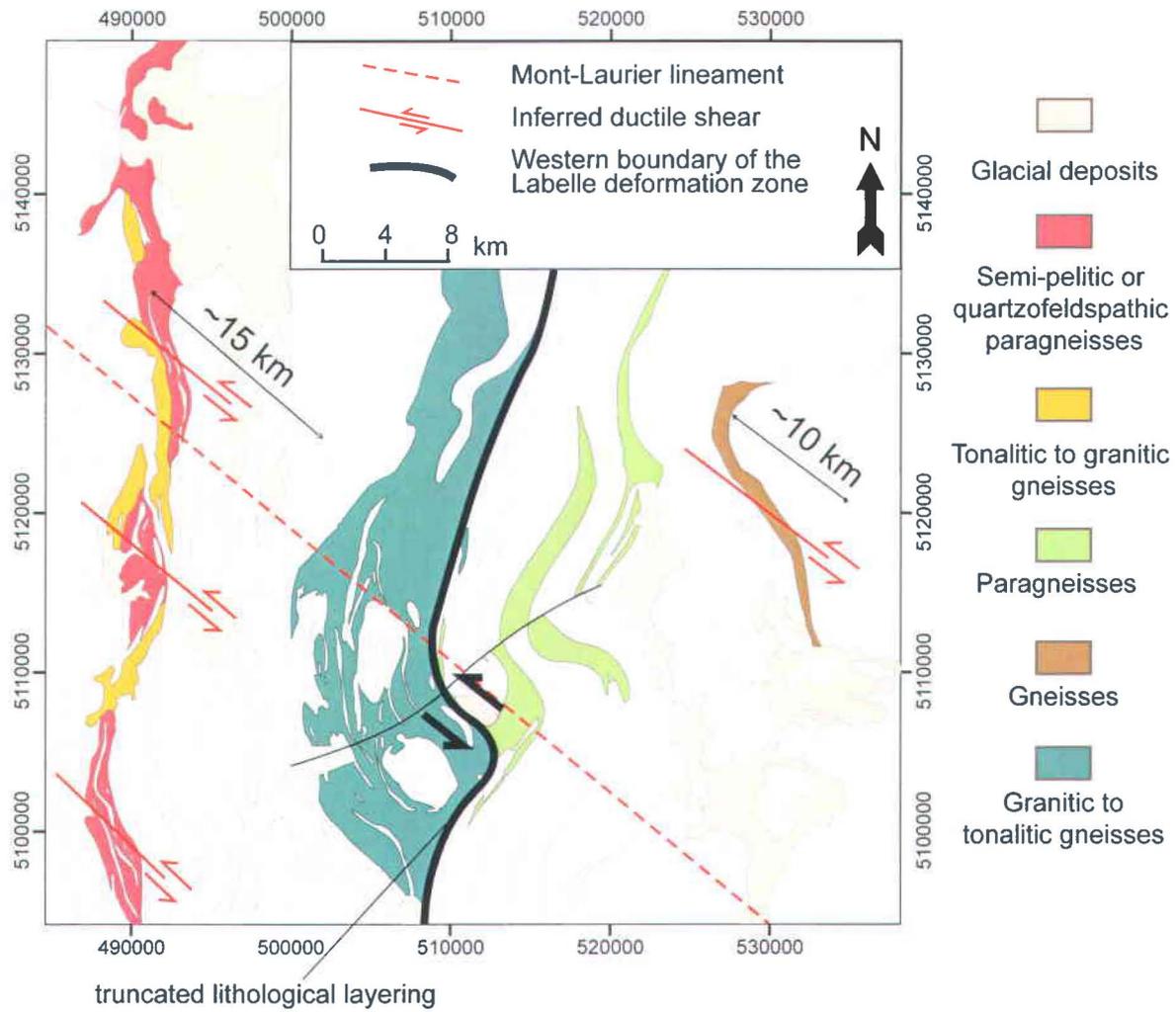


Figure 5.11 : Simplified geological map of the folded portion of the Labelle deformation zone and surrounding rocks of the Central Metasedimentary Belt of Quebec and Morin terrane displaying key lithological units and the Mont-Laurier lineament.

5.6.3.6. Evidence for sinistral displacement along the Kazabazua and Beaugard lineaments

The Cayamant deformation zone interpreted from SEASAT and airborne Radar images (Lévesque and Sharma, 1994; Sharma et al., 1999) is locally folded and sinistrally offset by about 14 km across the Kazabazua lineament (Figure 5.12) in a similar manner to folding of the Labelle deformation zone across the Mont-Laurier lineament described above. Folding of the Cayamant deformation zone is thus also interpreted as a ductile expression in the upper thrust sheet to sinistral displacement along an underlying transverse structure marked by the Kazabazua lineament but, unlike the Mont-Laurier lineament, there is no evidence for several phases of reactivation along it.

In the northern CMB-Q, a jog at the northern segment of the Nomingue-Chénéville – La Lièvre deformation zone is sub-parallel to the southern Beaugard lineament. The worms #21 and #22 (Figure 5.9b) of the Nomingue-Chénéville – La Lièvre deformation zone are separated by and slightly sinistrally offset S of the Beaugard lineament, suggesting probable sinistral displacement zone along the Beaugard shear corridor.

5.7. Discussion

5.7.1. Differences in the surface geological expression of transverse lineaments in the parautochthonous and allochthonous belts

The Allochthon Boundary Thrust is locally reoriented from its general NE-SW, orogen-parallel trend to an orientation sub-perpendicular to the orogen across the Kazabazua and Roddick transverse lineaments forming an elongate promontory (Figure 5.3). The McLaurin thrust, Cadgecrib shear corridor, and Renzy shear zone and the extensional Dorval detachment within the parautochthonous belt are truncated by the NW-SE trending segments of the Allochthon Boundary Thrust. These relationships suggest that:

- Transverse basement structures were reactivated during displacement along the Allochthon Boundary Thrust.

- Alternatively, or additionally, thrusting took place along an irregular margin established as a result of Palaeoproterozoic rifting of the Wyoming and Baltic cratons from the Superior

province and again during Mesoproterozoic back-arc rifting during development of terranes subsequently incorporated in the Grenville orogen (Dufréchou and Harris, Chapter 4).

Although a NW striking shear zone identified in the parautochthonous belt in W Quebec by Barbe et al. (2010) may correspond to a surface expression of displacement along the Kazabazua lineament, we have not seen evidence elsewhere for NW-SE trending structures formed above Palaeoproterozoic basement structures within the parautochthonous belt. There is also little indication for a relationship with mapped structures in the Abitibi Subprovince except for a local correspondence with mapped or interpreted Palaeoproterozoic dykes (Chapter 4).

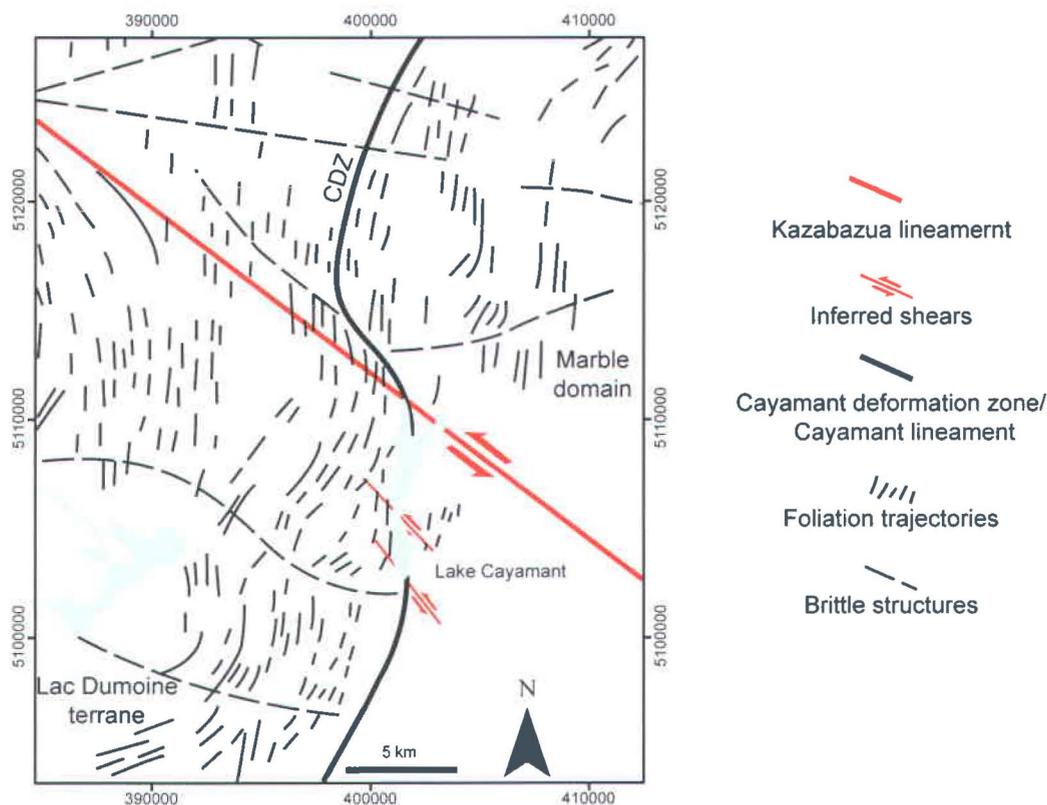


Figure 5.12 : Structural map of the western part of the Central Metasedimentary Belt of Quebec modified from structural interpretation of SEASAT-Radar images of Lévesque and Sharma (1994). The map displays local sinistral ductile offset of the Cayamant deformation zone (CDZ) along the Kazabazua lineament resulting a fold similar to that of the Labelle deformation zone above the Mont-Laurier lineament.

From the length of the Grenville Province, cumulative displacement of the parautochthonous belt across the Grenville Front is of the order of tens of kilometres whereas cumulative displacement of the allochthonous belt across the Allochthonous Boundary Thrust is of the order of hundreds of kilometres (Culshaw et al., 1997; Rivers, 2009). The role of transverse structures in the tectonic development of the parautochthonous belt is minor whereas transverse structures have exerted a major role in localization of deformation and geometry of thrust sheets in the allochthonous belt. We infer that the major displacement of the allochthonous terranes across the Allochthon Boundary Thrust would facilitate the reactivation of basement structures. In contrast, the minor displacement of the parautochthonous rocks across the Grenville Front was not enough to permit significant reactivation of basement structures in the parautochthonous belt. Another alternative view is that the parautochthonous rocks were further inboard from the Palaeoproterozoic rifted Laurentian margin, and hence influence of transfer faults was minor, and transfer faults mainly occur in the present, underthrust portion of the Archaean crust beneath allochthonous terranes.

5.7.2. Possible influence of transverse basement structures on the orientation of folds in the Lac Dumoine terrane

Although a detailed analysis of structures in the Lac Dumoine terrane was beyond the scope of the present study and the origin and timing of regional folds apparent on regional geology maps (Figure 5.3) and aeromagnetic imagery (Figure 5.4) is uncertain, the parallelism of fold axial traces S of the Kazabazua lineament and the NW strike of lithological layering between the Kazabazua and Roddick lineaments suggests that the transverse basement lineaments may have played an important role on folding in the Lac Dumoine terrane during either or both NW-directed thrusting or SE-directed collapse. Further field-based studies are, however, required in this area to fully determine why folds in the Lac Dumoine terrane in the SW of the mapped area are orthogonal to the general trend of the Grenville orogen.

5.7.3. Size and tectonic implication of the CMB-Q megakink

Megakinks are regional scale kink bands of similar geometry to those normally developed in anisotropic rocks at microscopic- to metre-scales as described by Ramsay (1962, 1980), Dewey (1965), and Anderson (1974), however the interpreted CMB-Q megakink is ca. 100 km wide (*i.e.*

the distance between the Kazabazua and Mont-Laurier lineaments) and thus at least twice the width of megakinks identified in lower grade rocks in SE Australia (Powell, 1984; Powell et al., 1985) and in Nova Scotia (Webster et al., 1998).

In the upper deck, although minor sinistral displacements have been identified locally along the Mont-Laurier lineament, sinistral displacement was mainly accommodated by formation of the CMB-Q megakink whilst in the lower deck, sinistral displacement took place along the discrete Roddick and Mont-Laurier sinistral shear corridors. This suggests that transverse Palaeoproterozoic structures in Archaean basement were reactivated and propagated directly into the lower deck (Roddick and Mont-Laurier lineaments). Decoupling at the base of the upper deck has largely precluded the formation of through-going shears within uppermost units. This possible décollement surface at the base of the upper deck has partitioned deformation above and below it and facilitated kinking of lithological layering and structures in the upper deck in the area between the Mont-Laurier and Kazabazua lineaments during shearing along transverse structures beneath it. A comparable layered deformation is documented in the Gagnon terrane NE Grenville Province where a thin-skinned, cover-dominated thrust system overlies a thick-skinned, basement-dominated system (van Gool et al., 2008). However, in this area, transverse/transfer faults and related folds with axial traces at a high angle to the orogen are interpreted as forming during Grenvillian thrusting and subsequent extensional collapse and although a relationship of thrusts to pre-existing normal faults is suggested the authors do not relate transverse faults to basement structures.

Kilometre-scale megakinks in the Lachlan orogen or foldbelt in SE Australia (Powell et al., 1985; Gray and Foster, 2004) are similarly interpreted by Powell et al. (1985) as being localised above pre-existing basement structures. Megakinking in the Lachlan orogen and in Tasmania (Goscombe et al., 1994) are, however, interpreted as resulting from bulk shortening sub-parallel to lithological layering (Powell et al., 1985; Gray and Foster, 2004) whereas the CMB-Q megakink developed during tectonic transport parallel to the transverse lineaments and shows features of both extensional kink bands (Ramsay and Huber, 1987; Ghosh, 1993) and kinks related to transcurrent displacement (Mattauer, 1980) similar to extensional megakinks described by Japas (2001).

5.7.4. Tectonic scenario

Although a total of 15 km of sinistral offset is interpreted to have been accommodated by shearing during displacement along the Mont-Laurier lineament, the Labelle deformation zone is sinistrally offset by only ca. 4 km along this lineament. The folded Labelle deformation zone, however, clearly truncates previously folded tonalitic to granitic gneiss in the CMB-Q (Figure 5.11). These observations suggest the following series of events:

- Formation of the CMB-Q megakink and shearing of lithological units above the Mont-Laurier shear corridor took place in the uppermost nappe during sinistral displacement along NW-SE trending structures in the lower deck. The lower deck structures may represent reactivation of pre-existing structures in the underlying Superior Craton crust and upper mantle.

- Formation of the Labelle deformation zone, truncating and cross-cutting lithological layering reoriented to a more northerly strike by the prior megakinking. Locally folding of the Labelle deformation zone occurs during its formation along a preexisting discrete structure defining the Mont-Laurier lineament within the underlying thrust sheet or lower deck.

- Alternatively, folding of the Labelle deformation zone (Figure 5.11) during another period of sinistral reactivation of structures corresponding to the Mont-Laurier lineament.

We thus propose the following tectonic events in the CMB-Q:

5.7.4.1. Crustal thickening culminating at ca. 1.2 Ga (Elzevirian orogeny)

NW-directed thrusting and polyphase deformation occurred in the CMB-Q during Elzevirian ca. 1.2 Ga high-grade metamorphism (Corriveau and van Breemen, 2000; Harris et al., 2001; Wodicka et al., 2004). The main lithological units and deformation zones outside the CMB-Q megakink are oriented NE-SW implying that the CMB-Q was generally oriented NE-SW before the reactivation of transverse lineaments (Figure 5.13a).

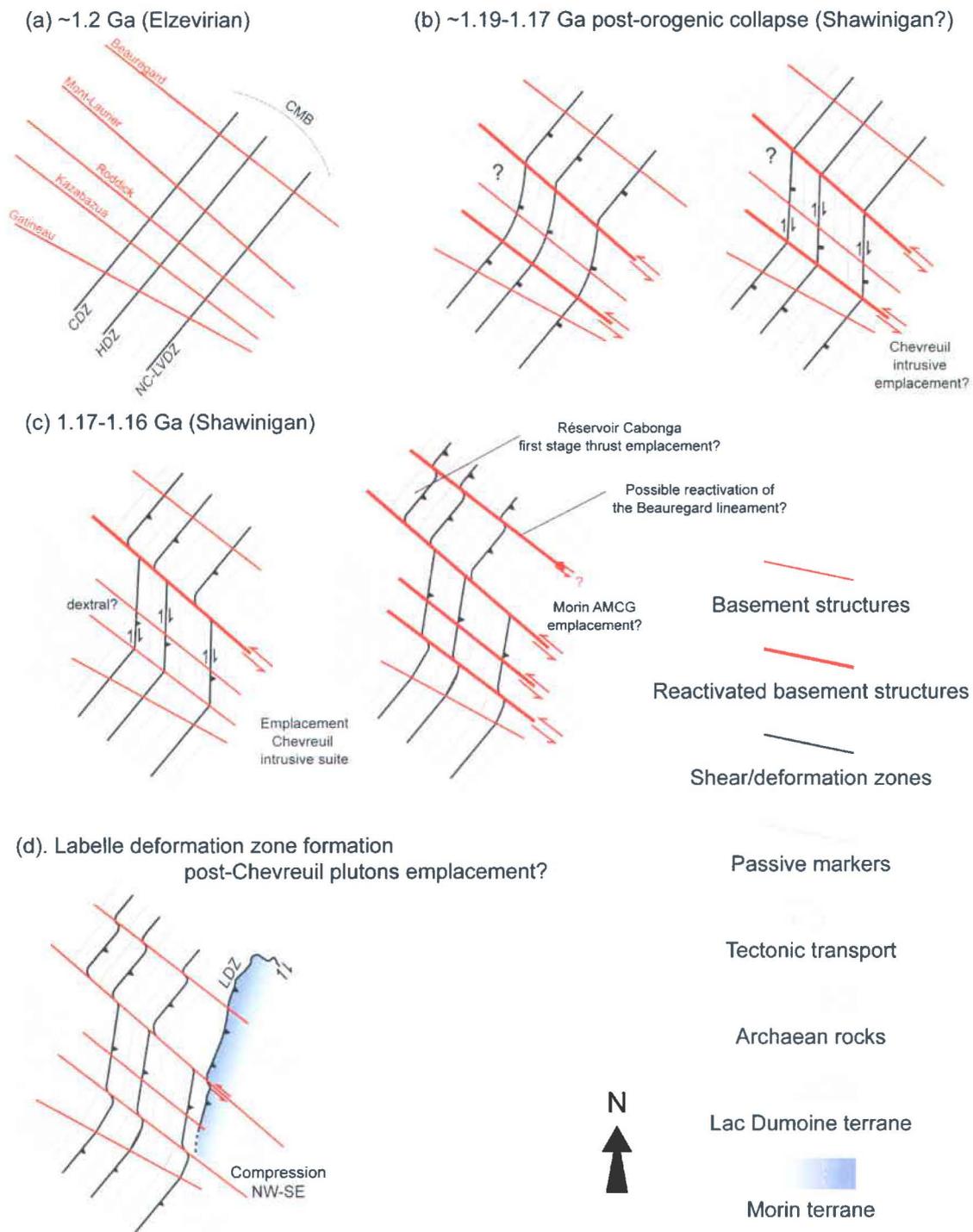


Figure 5.13 : Interpreted tectonic scenario for the development of structures in the thrust sheet due to reactivation of transverse basement structures of the allochthonous belt in SW Quebec. (a) Initial shortening stage. (b) Post-orogenic collapse. (c) Compressive event contemporaneous with emplacement of the Chevreuil suite plutons. (d) Formation of the Labelle deformation zone. AMCG: anorthosite-mangerite-charnockite-granite; CDZ: Cayamant deformation zone; CMB: Central Metasedimentary belt; HDZ: Heney deformation zone; LDZ: Labelle deformation zone; NC-LVDZ: Nomingue-Chénéville – La Lièvre deformation zone.

5.7.4.2. Orogenic collapse at ca. 1.19-1.17 Ga

Orogenic collapse follows ca. 1.2 Ga crustal thickening (Corrigan and Hanmer, 1997; Rivard et al., 1999; Harris et al., 2001). Martignole et al. (2000) interpret an extensional (normal-sense) décollement zone along the Baskatong ramp on the Abitibi-Grenville Lithoprobe seismic section across our study area (Figure 5.14a). Inspired by the differential model for late-orogenic extension in the northern Oman mountains by Al-Wardi and Butler (2007), we propose that formation of the CMB-Q megakink occurred during extensional displacement (Figure 5.13b) on shear zones (Figure 5.14b) whose irregular, stepping basal geometry is inherited from the geometry of the parautochthonous belt promontory that is controlled by transverse basement structures.

Intrusion of Chevreuil intrusive suite bodies in the CMB-Q is thought to have commenced late in the formation of the CMB-Q megakink. Slip along strongly anisotropic kinked layers antithetic to the sense of shear across kink boundaries is predicted in models of kink zones (*e.g.* Dewey, 1965) and similarly in megakink zones (*e.g.* Japas, 2001). Onset of magmatism during megakinking could have taken place in local extensional zones related to normal faulting and through tearing along dextral \pm dilatational shear zones (Figure 5.13b) to initiate the emplacement of sheet-like intrusions, following a mechanism proposed for the emplacement of the Central Extremadura batholith within a megakink zone in Spain (Fernández and Castro, 1999) and in the North Patagonian Massif of Argentina (Japas, 2001). For example, equal normal and dextral components of ductile shear displacement are interpreted from kinematic indicators for a deformed granitoid body in the eastern CMB-Q (Figure 5.9a) where a strong mineral elongation lineation pitches S at ca. 045° on a shear foliation dipping ca. 55° E.

5.7.4.3. Renewed shortening event at ca. 1.17-1.16 Ga (Shawinigan orogeny)

Chevreuil intrusive suite sheet-like, 1.17-1.16 Ga plutons of monzonite, diorite or gabbro contain a syn-magmatic foliation parallel to their margins and the fabric of their host rocks which are N-S trending. Emplacement of these intrusions has been shown to have taken place during a renewed compressive event where strain was most intense along the Nomingue-Chénéville deformation zone and to a lesser extent within the Marble and Quartzite domains while intensifying along the western boundary of the CMB-Q (Corriveau and van Breemen, 2000). A few kilometres to the W of the Nomingue-Chénéville deformation zone, two early sets of mafic dykes including one with the commingling texture typical of Chevreuil intrusive suite were

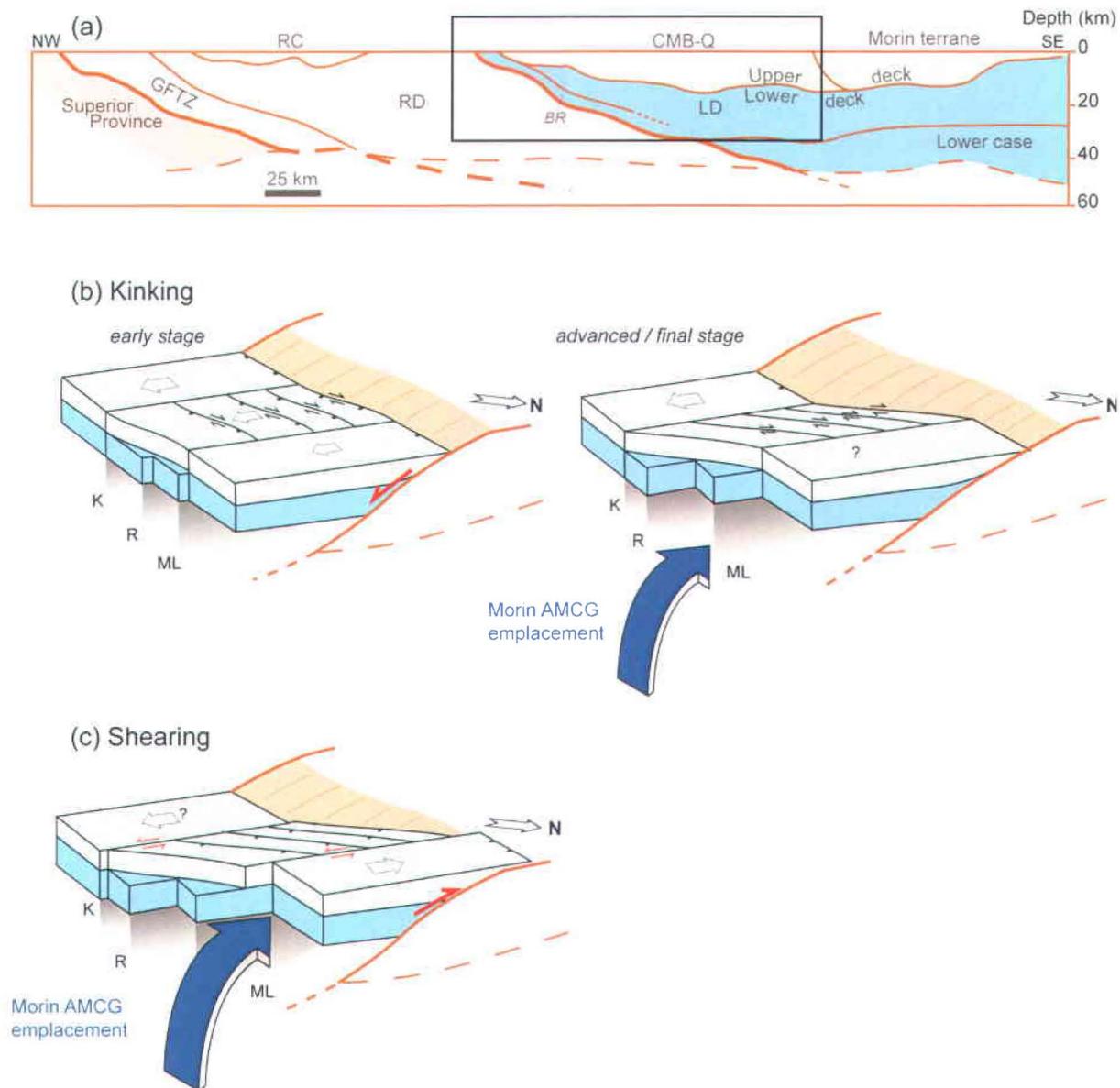


Figure 5.14 : (a) Simplified cross-section across the Grenville Province in SW Quebec based on the interpretation of Lithoprobe reflection seismic data by Martignole and Calvert (1996) and Martignole et al. (2000) highlighting upper and lower decks separated by a shallowly dipping to horizontal thrust in allochthonous terranes. (b)-(c) Model for post-Elzeviran deformation of the upper and lower decks interpreted in the CMB-Q, southern bloc (S of the Kazabazua lineament) corresponds to the Central Metasedimentary Belt in Ontario, the kinked zone (between Kazabazua and Mont-Laurier lineaments) corresponds to the Quartzite and Marble domains of the CMB-Q, and northern block (N of the Mont-Laurier lineament) corresponds to the Baker and Ca n domains. Colours as for (a). (b) 3D schematic representation of megakinking in the upper deck and block movement in the lower deck during ca. 1.19-1.17 Ga orogenic collapse. (c) 3D schematic representation of shearing that follows CMB-Q megakink formation along Mont-Laurier and Kazabazua lineaments in the upper deck and block movement in the lower deck. BR: Baskatong ramp; CMB-Q: Central Metasedimentary Belt of Quebec; GFTZ: Grenville Front tectonic zone; K: Kazabazua lineament; LD: Lac Dumoine terrane; ML: Mont-Laurier lineament; R: Roddick lineament; RC: Réservoir Cabonga terrane; RD: Réservoir Dozois terrane.

emplaced along distinct and crosscutting sets of conjugate shear zones indicating E-W extensional setting. They are subsequently folded and cut across by N-S trending felsic dykes with a N-S magmatic foliation typical of the sheet-like plutons indicating E-W shortening. These mafic dykes record a change from E-W extension to E-W shortening at the onset of Chevreuil intrusive suite activity prior to emplacement of the sheet-like plutons in a bulk shortening regime (Corriveau, in press). Vertically-layered mafic intrusions were interpreted to have been emplaced within local zones of extension coevally with emplacement of the sheet-like intrusions. The main phase of magmatism led to coeval emplacement of intrusive rocks within longitudinal deformation corridors in shortening and local zones of extension that reached significant depths. Such episodic permutations in principal strains (and inferred principal stresses) may be explained in terms of stress overshoots (cf. Nguyen et al., 1998) or by a stress field where the applied horizontal compressive stress is of similar magnitude to vertical loading and is a common phenomenon, especially in anisotropic rocks (Hu and Angelier, 2004) and where there are high magma pressures (Lucas and St-Onge, 1995).

The main phase of the magma emplacement is interpreted by Corriveau (in press) as taking place during a bulk shortening event that would postdate the megakink formation proposed here (Figure 5.13c). In this case, early extensional shear zones and/or antithetic dextral shear zones formed during regional kinking may have been reactivated and served as major discontinuities along which composite, sheet-like intrusions were emplaced in a regional compressive regime. A similar emplacement style is proposed in the Ungava Orogen by Lucas and St-Onge (1995). Waning of this compressional regime is recorded by the style of emplacement of a pegmatite dyke at 1.16 Ga and by the lack of systematic flow fabrics within the subsequent Morin AMCG suite plutons east of the Labelle deformation zone (Corriveau and van Breemen, 2000).

This compressional event that immediately follow extension may be part of a progressive deformation sequence related to the vertical and lateral emplacement of the voluminous Morin anorthosite and related plutons (Figure 5.13c and Figure 5.14c; Corrigan and Hanmer, 1997; McLelland et al., 2010b), the onset of which was at ca. 1.165 Ga. Such a tectonic scenario involving a change from bulk extension during lithospheric delamination to shortening inhead of the ensuing zone of mantle upwelling and lateral migration has been simulated in computational models by Göğüş and Pysklywec (2008). Of interest is that volume of monzonitic rocks significantly decreases westward from the Morin AMCG to the Chevreuil intrusive suites, while mafic layered intrusions are unknown in the Morin terrane. These lateral variations of styles of

magma emplacement and rock types for coeval 1.165 Ga magmas were attributed to felsic and mafic magma ascent along listric faults from eastern reservoirs shared with the Morin AMCG suite, whilst ascent of mafic magmas to form the vertically layered intrusions would be vertical and from distinct mafic magmas reservoirs without interference from the AMCG magmas (Corriveau and Morin, 2000).

We infer that NW-SE sinistral shearing in the uppermost thrust nappe (Figure 5.11) postdates megakink formation and occurs during this renewed contractional event, mainly above the Mont-Laurier shear corridor that sinistrally offsets the Nomingue-Chénéville – La Lièvre deformation zone contemporaneously with conjugate NE-striking dextral shear zones (Rivard et al., 1999; Harris et al., 2001). During the lateral displacement, formation of dilatational zones would have permitted the ascent of mafic magmas to form the vertically-layered mafic intrusions. Due to similarities in style and sense of displacement, sinistral displacement along structures corresponding to the Kazabazua and Beauregard lineaments may be contemporaneous with sinistral shearing displacement (Figure 5.11) along reactivated structures in the lower deck along the Mont-Laurier lineament (Figure 5.13c and Figure 5.14c).

5.7.4.4. Formation of the Labelle deformation zone late- to post-emplacement of the Chevreuil intrusive suite

In this tectonic scenario, folding of the Labelle deformation zone and minor displacement along the Mont-Laurier lineament took place during shortening and reactivation of basement structures, and a flattening tectonic foliation and conjugate shears developed at the later stage of, and after, emplacement of Chevreuil suite intrusives (Harris et al., 2001; Corriveau, in press). Our model, where no sinistral displacement is implied along the Labelle deformation zone by the asymmetry of this fold, is consistent with field studies by Harris et al. (2001) and subsequent investigations (Harris, Rivard, and Dufrechou, unpublished data) that have failed to provide any evidence for systematic ductile sinistral shearing along the Labelle deformation zone. However our interpretation cannot conclusively refute the possibility for the model of northward displacement of the Morin terrane in a younger (ca. 1.08 Ga, Martignole and Friedman, 1998) event unrelated to folding of the Labelle shear zone, and additional field studies are needed.

5.7.4.5. Implication for NW thrust transport of the Réservoir Cabonga terrane

Emplacement of metasedimentary rocks of the Réservoir Cabonga terrane upon Archaean rocks of the Réservoir Dozois terrane results from two regional stages: (i) a phase of NW-directed thrusting and (ii) a phase of NW-SE shortening producing folds above a ductile décollement (Martignole and Pouget, 1994). Two additional younger stages correlate with regional sinistral wrenching (Martignole and Pouget, 1994). Thrusting of the Réservoir Cabonga terrane above the parautochthonous belt is dated at ca. 1.02 Ga (Martignole and Reynolds, 1997; Hudon et al., 2006). Our model suggests that a stage of NW-directed thrust transport of the northern part of the CMB-Q upon Archaean terranes (cf. Figure 5.13c) occurs at ca. 1.17-1.16 Ga that is coeval to the 1.18-1.14 Ga high grade metamorphism of metapelite of the Réservoir Cabonga terrane (Friedman and Martignole, 1995; Martignole and Friedman, 1998). We conclude therefore that emplacement of the Réservoir Cabonga terrane upon migmatites of the parautochthonous belt occurred during an early phase of thrusting to the NW between 1.17-1.16 Ga during Shawinigan orogeny followed by a second phase of thrusting to the NW at 1.02 Ga during the Grenvillian orogeny.

5.8. Conclusions

Hitherto unrecognised transverse basement structures interpreted from regional gravity data are shown to have played a major role in controlling the geometry of terranes and in localising deformation, especially in allochthonous nappes, in the Grenville Province of SW Quebec. Palaeoproterozoic basement structures are responsible for the shape and location of the elongate, NW-SE parautochthon promontory that in turn influenced the orientation of structures during NW-directed thrusting in the Elzevirian orogeny and in subsequent, post-orogenic collapse. In the CMB-Q, shear zones in the lower deck of allochthonous belt formed through reactivation of Palaeoproterozoic basement structures were reactivated as NW-SE sinistral shear corridors during the post-orogenic collapse along the Baskatong ramp between ca. 1.19 Ga and 1.17 Ga. differential, SE-directed normal-sense transport above an irregular extensional detachment led to the formation of a regional scale megakink between the Mont-Laurier and Kazabazua lineaments in the upper deck. The large width of the megakink, which at ca. 100 km is far greater than those previously documented elsewhere, reflects the spacing of the two most prominent transverse basement structures. Reverse displacement along the

Labelle deformation zone truncating early-formed, sinistrally offset structures and compressional reactivation of deformation zones within the megakink occurred after ca. 1.165 Ga during (and potentially as the result of) the emplacement of the Morin suite AMCG plutons.

The Grenville Province of SW Quebec therefore provides an excellent example of strain partitioning where integration of field and geophysical data indicate distinct deformation responses at different crustal levels during reactivation of basement structures transverse to the orogen.

Chapitre 6. Gravity evidence for a mafic intrusion beneath a mineralized zone in the Bondy gneiss complex, Grenville Province, Quebec – Exploration implications

Étude gravimétrique du complexe gneissique de Bondy, Québec : Relation entre intrusions mafiques et zones minéralisées – Implications pour l'exploration.

Grégory Dufréchoy ^a, Lyal B. Harris ^a, Louise Corriveau ^b, Vladimir Antonoff ^a

^a INRS Centre Eau Terre Environnement, 490 de la Couronne, Québec, Québec G1K 9A9, Canada

^b Commission géologique du Canada, Ressources naturelles Canada, 490 de la Couronne, Québec, Québec G1K 9A9, Canada

Article publié dans Journal of Applied Geophysics

Keywords: Grenville Province, Gravity, Mineral exploration, High-grade metamorphic terrane, Epithermal and IOCG mineralization

Abstract

A ground gravity survey over the Bondy gneiss complex and its mineralized iron oxide- and copper- rich hydrothermal system(s) in the Grenville Province of SW Quebec was undertaken to aid mineral exploration in mapping subsurface intrusions. Several kilometric-scale positive Bouguer anomalies were identified that coincide with outcropping mafic and intermediate intrusive rocks of the post peak- metamorphic, 1.17-1.16 Ga mafic to intermediate Chevreuil suite intrusions and a 1.09-1.07 Ga Rolleau ultramafic stock. An additional 4x3 km positive gravity anomaly indicates a mafic body underlies part of the metamorphosed hydrothermal system in the area of magnetite, pyrite, pyrrhotite, and chalcopyrite mineralization. Advanced argillic alteration associated with sulphide enrichment here is however indicative of an epithermal system with a felsic intrusion fluid source. As a felsic intrusion cannot explain the positive Bouguer gravity anomaly both felsic and mafic bodies must be present beneath the mineralized zone. Our preferred interpretation based on integrating gravity data and 2D forward gravity modelling with the results of field and geochemical studies is that this anomaly corresponds to a ca. 500 m deep mafic 1.17-1.16 Ga Chevreuil suite pluton that may have provided the source for hydrothermal fluids associated with late ductile shear- and fault- related mineralization or remobilization of early mineralization associated with a felsic pluton into late structures. This interpretation is compatible with the presence of gabbro xenoliths in the 1.07 Ga Rivard lamprophyre dyke on the NW margin of the gravity anomaly that bear significant similarities with those of the Chevreuil intrusive suite. The presence of both early felsic and late mafic intrusions beneath a group of three mineral occurrences in the Bondy gneiss complex strengthens their prospectivity in comparison to other mineral occurrences in the area. That early, pre-metamorphic mineralization was upgraded late in the tectonothermal evolution during a subsequent igneous and deformation event agrees with interpretations of other IOCG-style deposits in the Lac Manitou area of the eastern Grenville Province.

Résumé

Un levé gravimétrique couvrant la partie N du complexe gneissique de Bondy, incluant un système hydrothermal minéralisé en oxyde de fer et en cuivre, a été réalisé dans la Province de Grenville au SO du Québec pour cartographier de possibles intrusions et soutenir l'exploration. Plusieurs anomalies gravimétriques résiduelles positives, d'échelle kilométrique, ont été identifiées. La plupart correspondent à des intrusions, post-métamorphiques, mafiques à intermédiaires de la suite intrusive de Chevreuil (1.17-1.16 Ga) et ultramafiques de la suite intrusive de Rolleau (1.09-1.07 Ga). Une anomalie gravimétrique résiduelle positive de 4x3 km englobe une partie du système d'altération et suppose la présence d'intrusions mafiques n'affleurant pas dans un secteur riche en magnétite, pyrite, pyrrhotite et chalcopryrite. Une altération de type argilique avancée associée à un enrichissement de sulfure est identifiée au dessus de cette anomalie gravimétrique résiduelle. Cette altération est interprétée comme résultant d'un système épithermal associée à des intrusions felsiques. La densité habituelle d'une intrusion felsique n'étant pas suffisante pour expliquer l'anomalie gravimétrique résiduelle, des intrusions felsiques et mafiques doivent être présentes sous la zone minéralisée. L'interprétation privilégiée, basée sur la répartition des anomalies résiduelle dans le levé et la réalisation d'une modèle théorique 2D avec les observations faites sur le terrain, est que cette anomalie corresponde à une intrusion mafique de la suite intrusive de Chevreuil à une profondeur de ~500 m. Cette intrusion pourrait être la source des fluides associés à la formation de zones minéralisées ou à la remobilisation de minéralisations précoces dans des couloirs de cisaillement fragile-ductile post-métamorphiques. Cette interprétation est cohérente avec la présence de xénolites de gabbro dans le dyke de Rivard (1.07 Ga), localisé à la bordure NO de l'anomalie gravimétrique résiduelle, qui présentent des similitudes importantes avec les gabbros de la suite intrusive de Chevreuil. La présence d'intrusions felsiques précoces et mafiques tardives sous trois zones minéralisées dans le complexe gneissique de Bondy augmente le potentiel mineral de ce secteur. Une minéralisation précoce pré-métamorphique qui a été concentré à la fin de l'évolution tectonothermique du complexe gneissique de Bondy est comptables avec l'interprétation d'autres dépôts de style oxyde de fer cuivre-or, dont celui de Kwijibo, dans la région du lac Manitou dans l'E de la Province de Grenville.

6.1. Introduction

The Grenville Province (Figure 6.1a) is a Mesoproterozoic orogen with a complex and protracted geodynamic history (Rivers, 1997; Gower and Krogh, 2002; Davidson, 2008; Hynes and Rivers, 2010). Despite the tectonic environments of its constituent terranes being favourable to mineralization, the Grenville Province remains under-explored and its mineral potential under-estimated (Corriveau and Clark, 2005; Gauthier and Chartrand, 2005; Corriveau et al., 2007). Outcrop in the Grenville Province is often sparse and detailed mapping over large sections of the province is lacking, complicating exploration and decreasing the chance to discover new mineral deposits. It is also difficult to rank isolated mineralization occurrences in terms of prospectivity and potential for greater mineralization in the immediate proximity or at depth, though several new geological criteria dedicated to the interpretation of high-grade metamorphic terranes have been developed to counteract these complications (*e.g.* Marshall et al., 2000; Spry et al., 2000; Vokes, 2000; Frost et al., 2002; Gauthier et al., 2004; Bonnet and Corriveau, 2007). Geophysical research and modelling are therefore of considerable benefit in both regional and prospect-scale exploration.

The northern Bondy gneiss complex in the Central Metasedimentary Belt of the Grenville Province in SW Quebec (CMB-Q; Corriveau and Jourdain, 2000; Corriveau and van Breemen, 2000; Harris et al., 2001; Blein et al., 2003; Corriveau, in press) contains evidence for metamorphosed hydrothermal alteration (Corriveau et al., 1996b, 1998; Corriveau and Jourdain, 2000; Blein et al., 2004) and several occurrences of sulphides and magnetite interpreted as having affinities with both high-sulphidation massive-sulphide and IOCG-style mineralization (Blein et al., 2004; Corriveau, 2007; Bonnet and Corriveau, 2007). Iron oxide Cu±U±Au±REE (IOCG) deposits (Hitzman et al., 1992) are commonly associated with positive gravity anomalies either due to the presence of underlying mafic intrusions, dense host rocks, or massive mineralization at the prospect scale (*e.g.* Smith, 2002; Tornos and Casquet, 2005; Sandrin and Elming, 2007; Sandrin et al., 2007). Gravity studies at the prospect scale represent a small part of actual exploration programs (Nabighian et al., 2005a), but have been shown to significantly aid exploration targeting and ranking, especially for IOCG or intrusion-related deposits (Criss et al., 1985; Sander and Cawthorn, 1996; Nabighian et al., 2005a).

Although regional gravity data over the Grenville Province in SW Quebec is suitable for the interpretation of regional structures (*e.g.* Duf r chou and Harris, 2009) the sparse distribution of

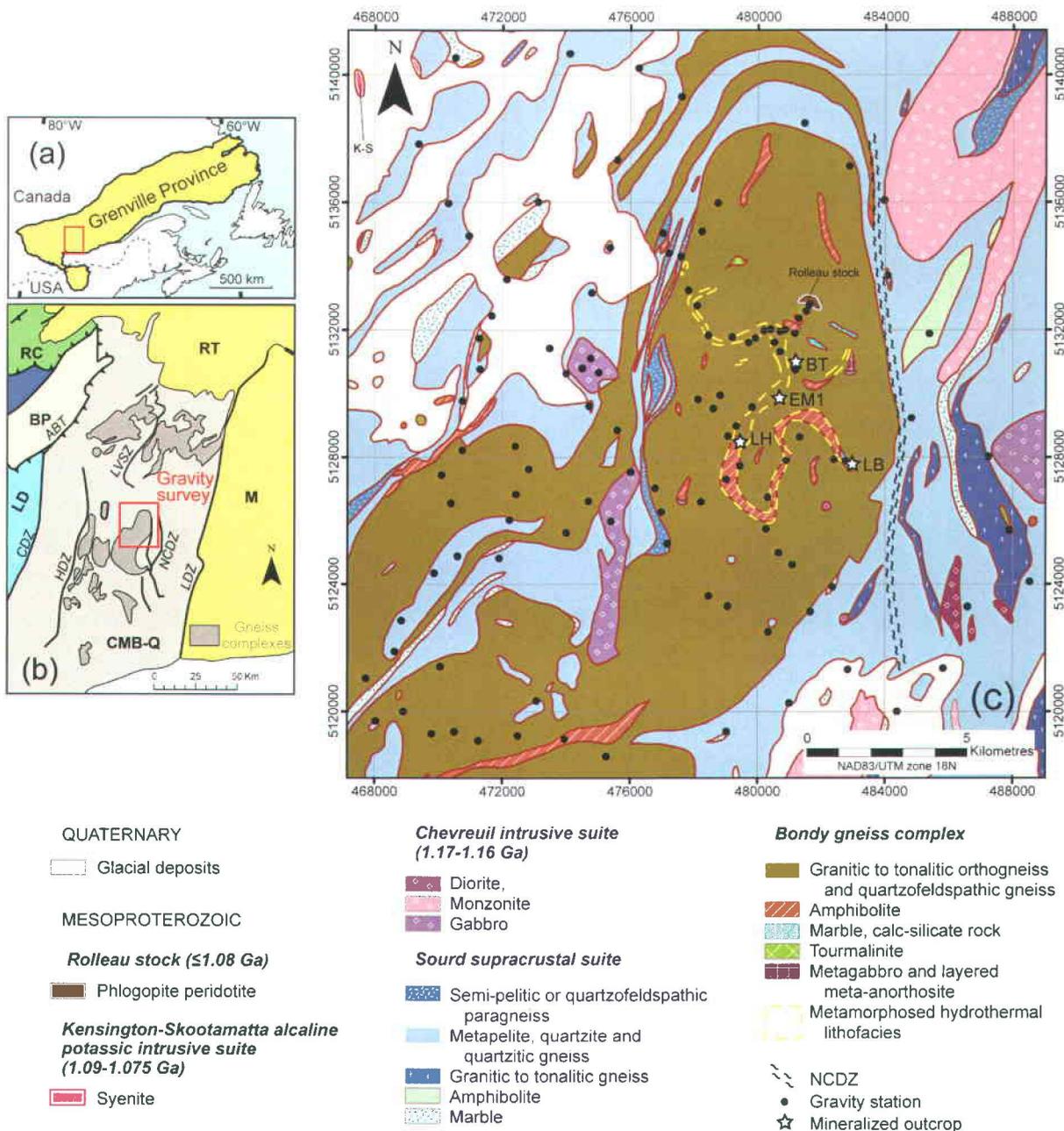


Figure 6.1 : (a) Location of the Grenville Province in eastern Canada (modified from Davidson, 1998). Red rectangle shows location of map in (b). (b) The Central Metasedimentary Belt of Quebec (CMB-Q) with main deformation zones and gneissic complexes (modified from Corriveau and van Breemen, 2000 and Nantel, 2003); ABT: Allochthonous Boundary Thrust; BP: Baskatong Promontory; CDZ: Cayamant deformation zone; CMB-Q: Central Metasedimentary Belt of Quebec; RC: Réservoir Cabonga terrane; HDZ: Heney deformation zone; LD: Lac Dumoine terrane; LDZ: Labelle deformation zone; LVSZ: La Lièvre shear zone; M: Morin terrane; NCDZ: Nominique-Chénéville deformation zone; RT: Réservoir Taureau terrane. Red rectangle shows location of map in (c). (c) Simplified geological map of the northern part of the Bondy gneiss complex with the simplified form surface of the proposed metamorphosed hydrothermal system (Corriveau et al., 1996b; Blein et al., 2003) and adjacent Sourd metasedimentary sequence covered by the gravity ground survey (modified from Corriveau and Jourdain, 2000), BT: Breccia Trail; K-S: Kensington-Skoostatamatta; LB: Lac Bing; LH: Lac Harvey.

gravity stations precludes its use for detailed interpretations at the property scale. A ground gravity survey was therefore undertaken over a 20 by 21 km study area centred on the northern Bondy gneiss complex over an area of mineral occurrences to aid sub-surface mapping. In particular, the survey aimed at ascertaining if deep seated intrusions were present beneath mineral occurrences and the area affected by the interpreted hydrothermal alteration similar to those interpreted from gravity beneath IOCG-style mineralization in Sweden (Sandrin et al., 2007) in order to better define and rank exploration targets.

6.2. Bondy gneiss complex

The CMB-Q mainly comprises 1.3-1.25 Ga volcanic, plutonic, volcanoclastic, carbonate, and siliciclastic rocks (Figure 6.1b; Easton, 1992; Carr et al., 2000b; Nantel, 2003; Corriveau, in press) that overlie granulite-facies quartzofeldspathic gneiss that crop out at irregular intervals as elongate gneiss domes (Wynne-Edwards et al., 1966). The Bondy gneiss complex is interpreted as a 1.4-1.35 Ga volcano-plutonic continental arc assemblage (Corriveau and van Breemen, 2000; Wodicka et al., 2004), a remnant of a subduction zone magmatic suite intruding thinned Laurentian crust subsequently metamorphosed to granulite facies between 1.2 and 1.18 Ga (Blein et al., 2003; Boggs and Corriveau, 2004) contemporaneous with intense, polyphase deformation (Harris et al., 2001). The Bondy gneiss complex is structurally overlain by, and isoclinally interfolded with, metapelite, biotite gneiss, marble and calc-silicate rocks of the Sourd group (Corriveau and van Breemen, 2000). The domal structures and distribution of gneiss complexes in the CMB-Q suggest that they represent windows of a lithotectonic domain structurally underlying Sourd group supracrustal metasedimentary rocks (Corriveau and Morin, 2000).

The Bondy gneiss complex mainly comprises leucocratic granitic and quartzofeldspathic gneisses with sporadic, metre- to kilometre-thick mafic amphibolite and mafic granulite units and 1.4 Ga metatonalitic intrusive in the southern part of the complex (Blein et al., 2003). The northern Bondy gneiss complex hosts a variety of Al-Mg-Fe-rich gneiss, fine grained garnetiferous siliceous gneiss, tourmalinite, and garnetite with minor carbonate and calc-silicate rocks (Blein et al., 2004) interpreted as a metamorphosed hydrothermal system (Corriveau and Jourdain, 2000). This metamorphosed hydrothermal system has been previously mapped as forming two interconnected "S" shapes plus several smaller satellite areas outside of the main

zone (Figure 6.1c) and is locally associated with iron oxide and copper sulphide occurrences interpreted as IOCG-style mineralization by Corriveau et al. (1996b, 2010) and Corriveau (2007) with argillic and advanced argillic alteration typical of high-sulphidation massive sulphide-type alteration assemblages (Blein et al., 2004; Bonnet and Corriveau, 2007).

Regional metamorphism dated between 1.2 and 1.18 Ga from sensitive high-resolution ion microprobe (SHRIMP) U-Pb dating of metamorphic zircon and monazite (Corriveau and van Breemen, 2000; Wodicka et al., 2004) is attributed to overthrusting during the collision of arc terranes with Laurentia at 1.2 Ga (Corriveau and van Breemen, 2000). Regional crustal extension during post-orogenic collapse during which domes such as the Bondy gneiss complex most probably developed is proposed by Harris et al. (2001). A complex history of progressive and superposed folding, shearing and igneous intrusion during the 1.25-1.19 Ga Elzevirian (Moore and Thompson, 1980; McLelland et al., 1996; Rivers, 1997), 1.19-1.14 Ga Shawinigan (Rivers, 1997), and 1.08-0.98 Ga Grenvillian (Rivers, 1997; Gower and Krogh, 2002; Tollo et al., 2004; Rivers, 2008) orogenies has been interpreted for the Bondy gneiss complex and overlying Sourd group by Corriveau and van Breemen (2000), Blein et al. (2003) and Harris et al. (2001). In the detailed structural analysis of Harris et al. (2001), a metamorphic foliation S_1 host to peak-pressure mineral assemblages is folded by two generations of folds (F_2 and F_3) and crosscut by leucosomes that host peak-temperature assemblages. D_3 structures are cut by ductile shear zones and boudinaged during D_4 and are folded by regional-scale, open, upright north-south folds (F_5). F_6 folds characterized by shallowly dipping axial surfaces are subsequently developed in the Sourd group. ESE-WNW contraction and NNE-SSW extension during D_7 is pre 1.16 Ga and is associated with development of the Nominingue-Chénéville deformation zone on the eastern margin of the Bondy gneiss complex (Figure 6.1c). F_8 folds, pervasive biotite cleavage, and kink bands imply late, Grenvillian SSE-NNW contraction.

Plutons belonging to three separate suites postdate peak metamorphism and cross cut the Bondy gneiss complex. The most extensive belong to the 1.17-1.16 Ga monzonite-gabbro Chevreuil intrusive suite that post-dates F_5 and probably F_6 (Corriveau and van Breemen, 2000; Harris et al., 2001). The Chevreuil intrusive suite includes homogeneous or composite sheet intrusions of porphyroid monzonite, heterogeneous diorite and gabbronorite, and four layered gabbronorite intrusions. The layered intrusions present subvertical gabbroic to anorthositic layering with a common subvertical igneous foliation that is defined by plagioclase laths parallel or locally oblique to layering. Gabbros are not affected by penetrative deformation, but are cut by microdioritic and pegmatites dykes, which are either non-deformed, sheared, or penetratively

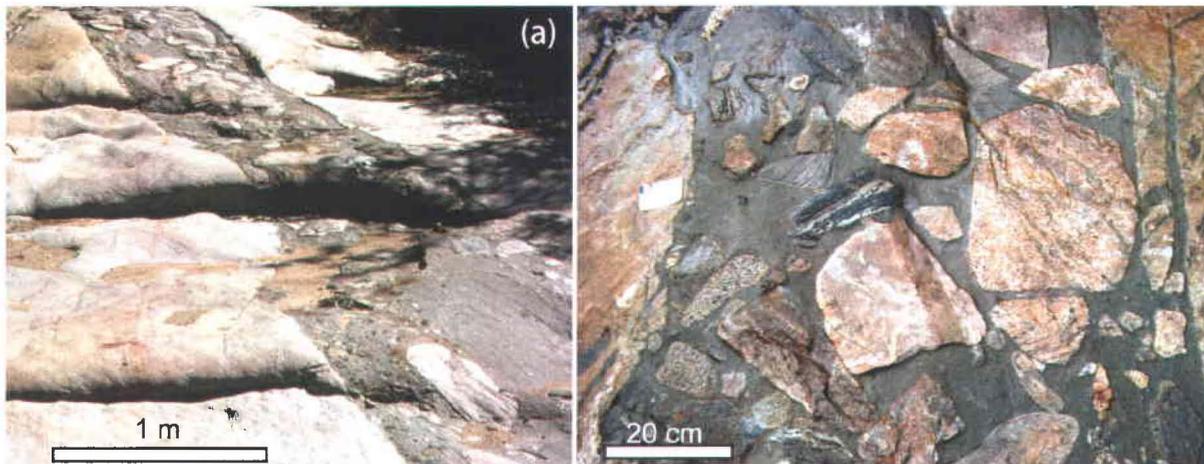


Figure 6.2 : (a) The N-striking, ca. 1m wide Rivard minette-type lamprophyre dyke cutting the granitic gneiss of the Bondy gneiss complex. (b) Xenoliths of diverse lithologies within the Rivard dyke.

mylonitized at amphibolite facies (Corriveau and van Breemen, 2000). The foliation of the country rocks invariably becomes concordant with the contacts of these bodies, and the border zones may be recrystallized (Corriveau and Jourdain, 1993). The 1.09-1.07 Ga potassic alkaline Kensington-Skootamatta suite (Corriveau et al., 1990; Corriveau and Gorton, 1993; Morin and Corriveau, 1996) and the Rolleau ultramafic stock (Corriveau and van Breemen, 2000) constitute the second suite. Kensington-Skootamatta potassic alkaline intrusive rocks are subcircular, composite, and for the most part, syenitic. The Rolleau ultramafic stock comprises phlogopite peridotite that is neither deformed nor recrystallized. This suite differs from the potassic alkaline Kensington Skootamatta suite by the presence of olivine associated with phlogopite (Corriveau and Rivard, 1997). The last plutonic suite is the 1.06 Ga Guénette granitic suite (Friedman and Martignole, 1995; Corriveau and van Breemen, 2000).

Direct information of sub-surface rock types comes from the 1.07 Ga Rivard minette-type lamprophyre dyke that intruded the northern Bondy gneiss complex (Morin and Corriveau, 1996; Figure 6.2a). Here, thousands of felsic to ultramafic, plutonic, gneissic, and mylonitic xenoliths (spinel-bearing dunite and wehrlite, clinopyroxenite with garnet, biotite, phlogopite, or spinel, websterite, orthopyroxenite, biotitite, mafic granulite, amphibolite, gabbro, calc-silicate rock, granitoid, gneiss, and quartzite; Figure 6.2b) reveal the existence of sub-surface quartzite-bearing supracrustal rocks, high strain zones, and intrusive rocks that provide a Palaeoproterozoic and Mesoproterozoic record of polyphase magmatic and multiply deformed crust (Amelin et al., 1994; Corriveau et al., 1996a; Corriveau and Morin, 2000). Metabasite and

metagabbro xenoliths with clear evidence of penetrative high-temperature recrystallization and locally relict ophitic textures have been interpreted as part of pre-metamorphic intrusive suites that may include mafic layered intrusions. Slightly to mildly recrystallized to mylonitic basic and ultrabasic fragments are also common in the Rivard dyke. They reach tens of centimetres in length and possess geochemical and textural characteristics in common with samples from Chevreuil intrusive suite rocks. Finally, many quartzofeldpathic, biotite and/or garnet-bearing quartzofeldpathic xenoliths show similarities with the exposed rock types of the Bondy gneiss complex. Detailed descriptions and interpretations of xenoliths in the Rivard dyke have been provided by Morin (1998), Corriveau and Morin (2000), and Morin et al. (2005) and the interpretation of the potential location of the various regional intrusives suites were interpreted in light of the Lithoprobe seismic signature of the CMB-Q by Corriveau and Morin (2000). The gravity data and 2D forward gravity modelling presented herein provides further information as to where some of the intrusions could be located in the area of the Bondy gneiss complex.

6.3. Mineralization

Four areas of mineral occurrences (“Breccia trail”, “EM1”, “Lac Harvey” and “Lac Bing” in Figure 6.1c and Figure 6.3) characterized by elevated copper values (Table 6.1) have been recently identified in the northern part of the Bondy gneiss complex and complement the mineral occurrences within granulite-facies gneissic host reported in Corriveau et al. (1996b), Corriveau and Jourdain (2000), Blein et al. (2003), and Fu et al. (2003).

Table 6.1 : Copper concentration of some mineralized samples in outcrops A to D (values from Richmond Minerals In

Outcrop	Cu ppm (± 0.01 ppm)	Outcrop	Cu ppm (± 0.01 ppm)
Brecci trail	1235.4	Lac Harvey	5534.7
Brecci trail	2711.9	Lac Bing	27883.4
Brecci trail	1522.7	Lac Bing	25351.2
Brecci trail	2382.3	Lac Bing	3799.7
EM1	308.4	Lac Bing	1385.2
EM1	425.9	Lac Bing	4338.8

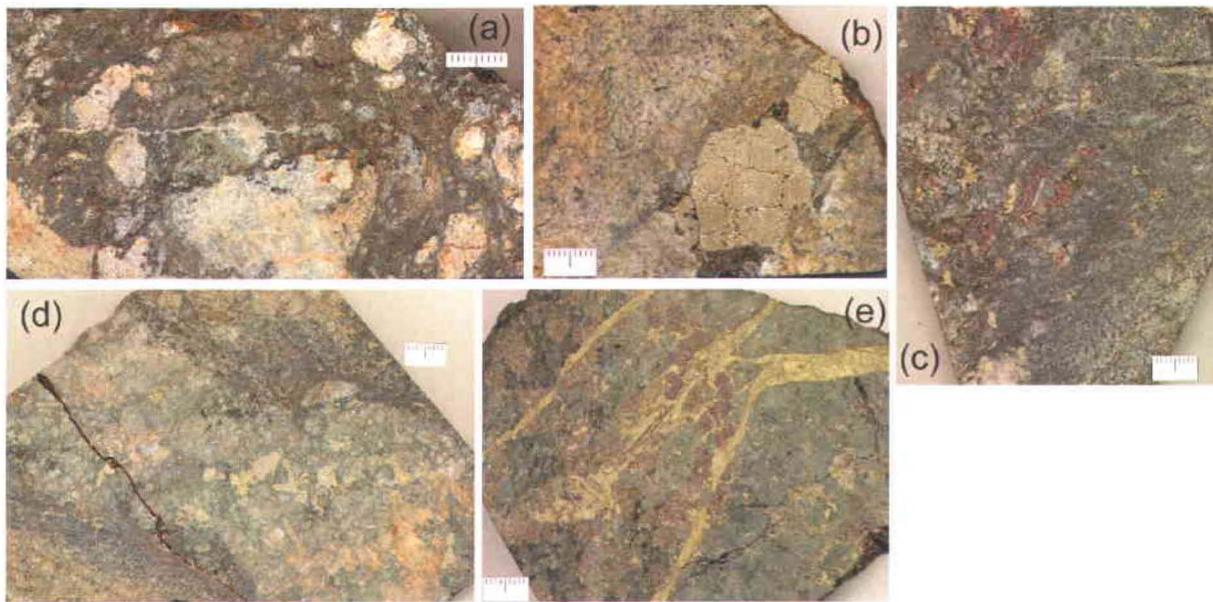


Figure 6.3 : Main mineral occurrences in the Bondy gneiss complex. (a) Outcrop “Breccia trail”, breccia characterized by a high concentration of magnetite and biotite between quartzofeldspathic fragments. (b) Outcrop “EM1”, quartzofeldspathic gneiss rich in alumino silicates, magnetite, and disseminated and massive pyrite and pyrrhotite. (c) Outcrop “EM1”, biotite-rich quartzofeldspathic gneiss rich in pyrite and garnet. (d) Outcrop “Lac Harvey”, quartzofeldspathic gneiss with a K-feldspar and quartz layer containing pyrite and chalcopyrite as veinlets and infill between breccia fragments. (e) Outcrop “Lac Bing”, clinopyroxene-garnet rich calc-silicate rock with disseminated pyrite, chalcopyrite, and magnetite and veins of pyrite and chalcopyrite. Scale in mm.

6.3.1. Mineralized outcrops “Breccia trail”, “EM1” and “Lac Harvey”

6.3.1.1. Outcrop “Breccia trail”

This sector is characterized by several 040° striking, generally steeply NW-dipping brittle-ductile shear, and breccia zones rich in biotite to disseminated and massive magnetite (Figure 6.3a) locally associated with garnet, pyrite, chalcopyrite, and cubanite. These corridors 0.5-3 m in width cut the isoclinally folded gneissic foliation in host felsic gneiss and metabasites. Kinematic indicators indicate reverse movement along shear zones (Figure 6.4a).

6.3.1.2. Outcrop “EM1”

Quartzofeldspathic gneiss in outcrop “EM1”, where a foliation strikes ca. 040° and dips 80° NW, are sillimanite-rich with kyanite, quartz, \pm K-feldspar and biotite, disseminated pyrite, pyrrhotite, cubanite, \pm sphalerite, and \pm molybdenite with rare magnetite (Figure 6.3b) associated with

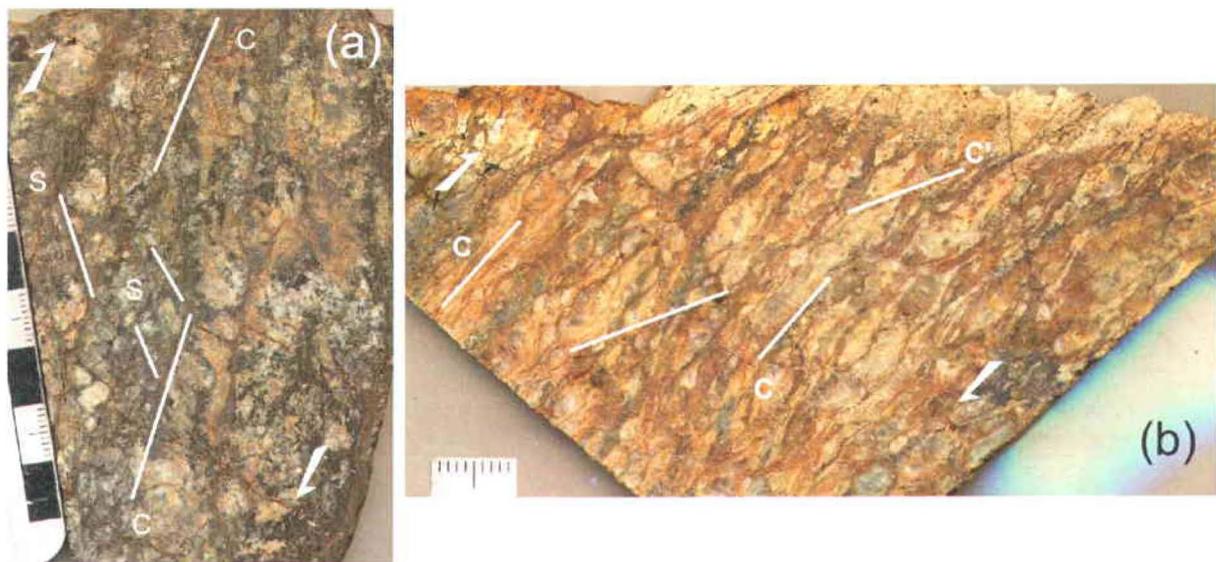


Figure 6.4 : (a) Brittle-ductile shear zone sample from outcrop “Breccia trail” cut parallel to the stretching lineation that pitches 70° N and perpendicular to the shear plane (050° , 70° NW). S/C kinematic indicators indicate reverse movement. (b) Mylonitic sample from outcrop “EM1” cut parallel to the stretching lineation (that pitches 71° N) and perpendicular to the shear plane (043° , 72° NW). C/C’ kinematic indicators indicate reverse movement. Scale in mm.

biotite, quartz, garnet, K-feldspar, plagioclase, and disseminated and vein pyrite (Figure 6.3c). Quartzofeldspathic gneisses here are cut by a two metre wide reverse mylonite zone (Figure 6.4b) striking ca. 043° and dipping 72° NW. Aluminosilicate-quartz-sulphide \pm K-feldspar gneisses (Figure 6.3b) show strong enrichment in strontium (up to 1854 ppm) and locally in barium (1227 ppm) and are associated with strong leaching of CaO, Na₂O, MgO and K₂O (Antonoff et al., 2009).

6.3.1.3. Outcrop “Lac Harvey”

Outcrops of this area are mainly composed of K-rich quartzofeldspathic gneiss and layers of garnet-biotite rich gneisses. Most of the gneisses are rich in disseminated pyrite, pyrrhotite, and magnetite. The gneissic foliation strikes generally 010° and dips 75° W. Disseminated chalcopyrite with rare molybdenite also occurs in some K-feldspar + quartz foliation-parallel layers where magnetite is absent (Figure 6.3d).

6.3.1.4. Relative timing of mineralization

Mineral assemblages at “EM1” are typical of metamorphosed quartz-alunite-clay-barite rocks in the advanced argillic alteration zone associated with high-sulphidation epithermal-type deposits (Hikov, 2004; McFarlane et al., 2007). This suggests that fluid during mineralization may have originated from pre-metamorphic felsic intrusive rocks. The shallow depth necessary for an epithermal origin suggests also a pre-metamorphic timing for this style of mineralization (Antonoff et al., 2009). Whilst most mineralization observed in outcrops “EM1” and all mineralization at “Lac Harvey” is pre- to syn- high-grade metamorphism and occurs within an alteration zone that has been folded about regional structures minor mineralization at “EM1” associated with shear zones similar to those at “Breccia trail” is younger. Rocks of outcrops “EM1” and “Lac Harvey” contain a foliation striking between 010° and 040° and dipping 75° NW, which is of similar strike to the reverse shear zone observed in outcrop “EM1” (Figure 6.4b), suggesting that outcrops “EM1” and “Lac Harvey” may also be located along NE striking mylonitic shear zones associated with late magnetite and sulphide enrichment. Magnetite enrichment observed in “Breccia trail” outcrops is concentrated along NE striking brittle-ductile to brittle reverse shear zones (Figure 6.3a) that post-date peak metamorphism and the main penetrative regional deformation, that indicates either at least two periods of mineralization or remobilization of pre-metamorphic mineralization into late brittle-ductile breccia zones. Reverse movement (with a minor sinistral component) on NE-striking shear zones is in agreement with ESE-WNW shortening post intrusion of Chevreuil intrusive suite plutons (Rivard et al., 1999; Harris et al., 2001).

6.3.2. Outcrops “Lac Bing”

Several outcrops grouped at “Lac Bing” show blebs, veins and disseminated chalcopyrite, bornite, covelite, pyrite, and magnetite in a coarse-grained clinopyroxene-garnet rich calc-silicate rock characterized by a foliation striking 165° which dips 75° E (Figure 6.3e). All sulphides in the outcrops “Lac Bing” have Ag anomalies not recognized at other sites in the Bondy gneiss complex. Mineralized outcrops are aligned along the contact between a highly-magnetic and a low-magnetic domain striking 015° over a distance of 800 m on a detailed survey flown by Fugro Airborne Surveys (see next chapter) for Richmond Minerals Inc.

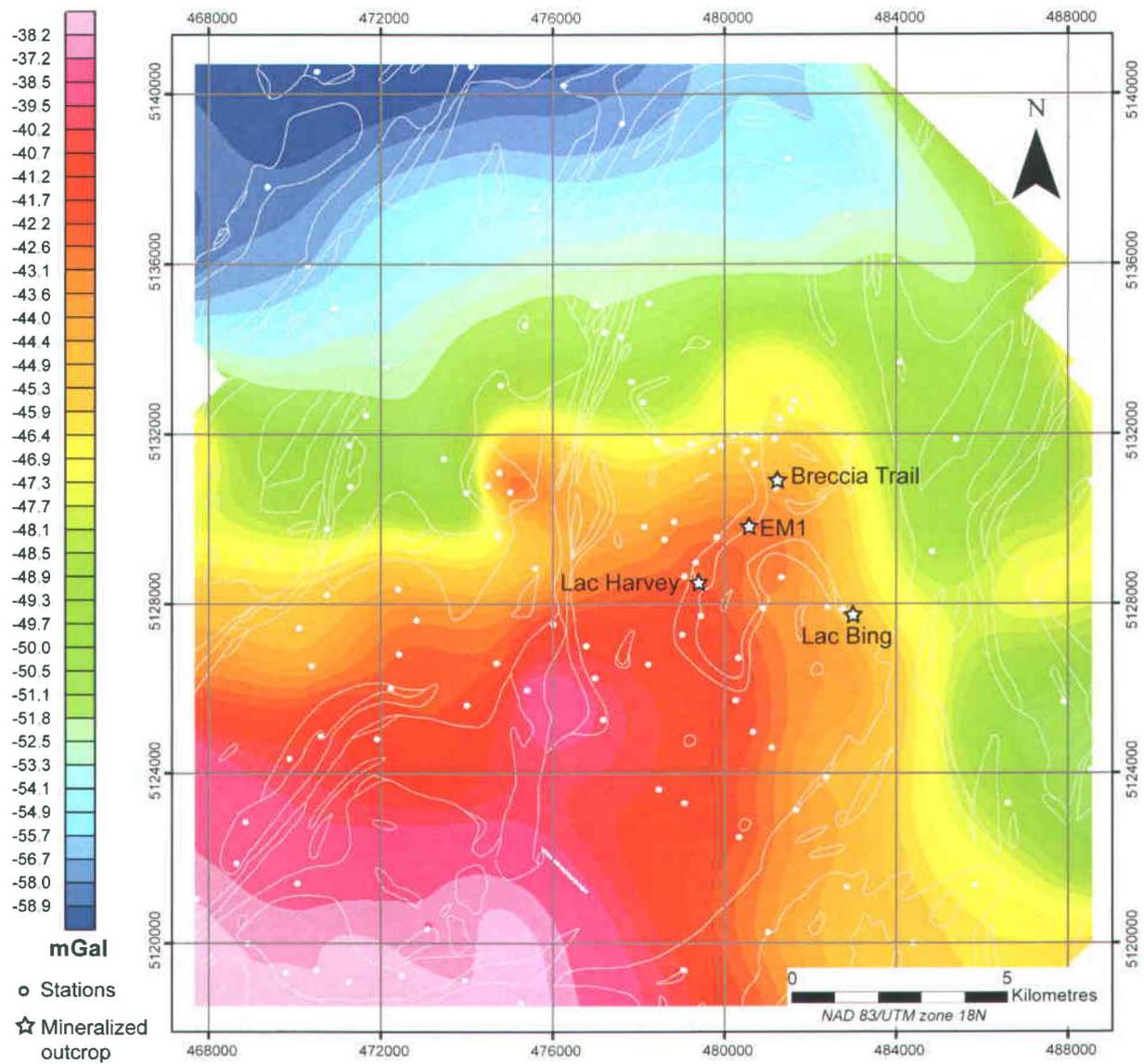


Figure 6.5 : Outline of a simplified geological map (Corriveau and Jourdain, 2000), new gravity stations, and main mineralized outcrops (“Breccia trail”, “EM1”, “Lac Harvey” and “Lac Bing”) in the Bondy gneiss complex superposed on the Bouguer anomaly map.

6.4. Gravity survey

6.4.1. Data acquisition and reduction

The 112 new gravity stations measured in this study cover the northern Bondy gneiss complex and adjacent Sourd metasedimentary sequence (Figure 6.1c). Spacing between stations varies between 500 m and 2 km inside the main study area and up to 3.5 km on its edges; station spacing is largely controlled by limited vehicular access in rugged forested terrain. Measurements of relative gravity were taken with a G0498 LaCoste and Romberg gravimeter. The Mont-Laurier gravimetric base station (#9263-1969) was used to correct relative values to absolute gravity. Station coordinates recorded by a high precision GPS were subsequently corrected using data from a permanent base station located near the study area.

Free air and Bouguer corrections were calculated using the International Association of Geodesy (1971) 1967 formula. An average density of 2.812 g.cm^{-3} calculated from blocks extracted with a diamond saw at gravity stations was used for subsequent calculations. New density values of samples are available in annexe B. The complete Bouguer correction was carried out by applying a ground correction derived from a 20.8 m resolution digital elevation model (Geobase, 2009). A Bouguer gravity anomaly grid (Figure 6.5) was produced using a minimum curvature algorithm (Briggs, 1974).

6.4.2. Regional-residual separation and relationship between anomalies and mineral occurrences

Separation of the regional and residual components of the gravity field to isolate anomalies which represent the subsurface gravity response (Griffin, 1949; Paterson and Reeves, 1985; Nabighian and Asten, 2002; Nabighian et al., 2005a) was accomplished by using a simple graphical approach to manually select regional trends (Griffin, 1949). The first vertical derivative of the Bouguer gravity anomaly (Figure 6.6) that emphasizes short-wavelength anomalies associated to shallow source (Nabighian, 1984; von Frese et al., 1997) presents several elliptical, well-defined features in the northern Bondy gneiss complex. Most anomalies are spatially associated with mapped gabbro and diorite intrusions of the

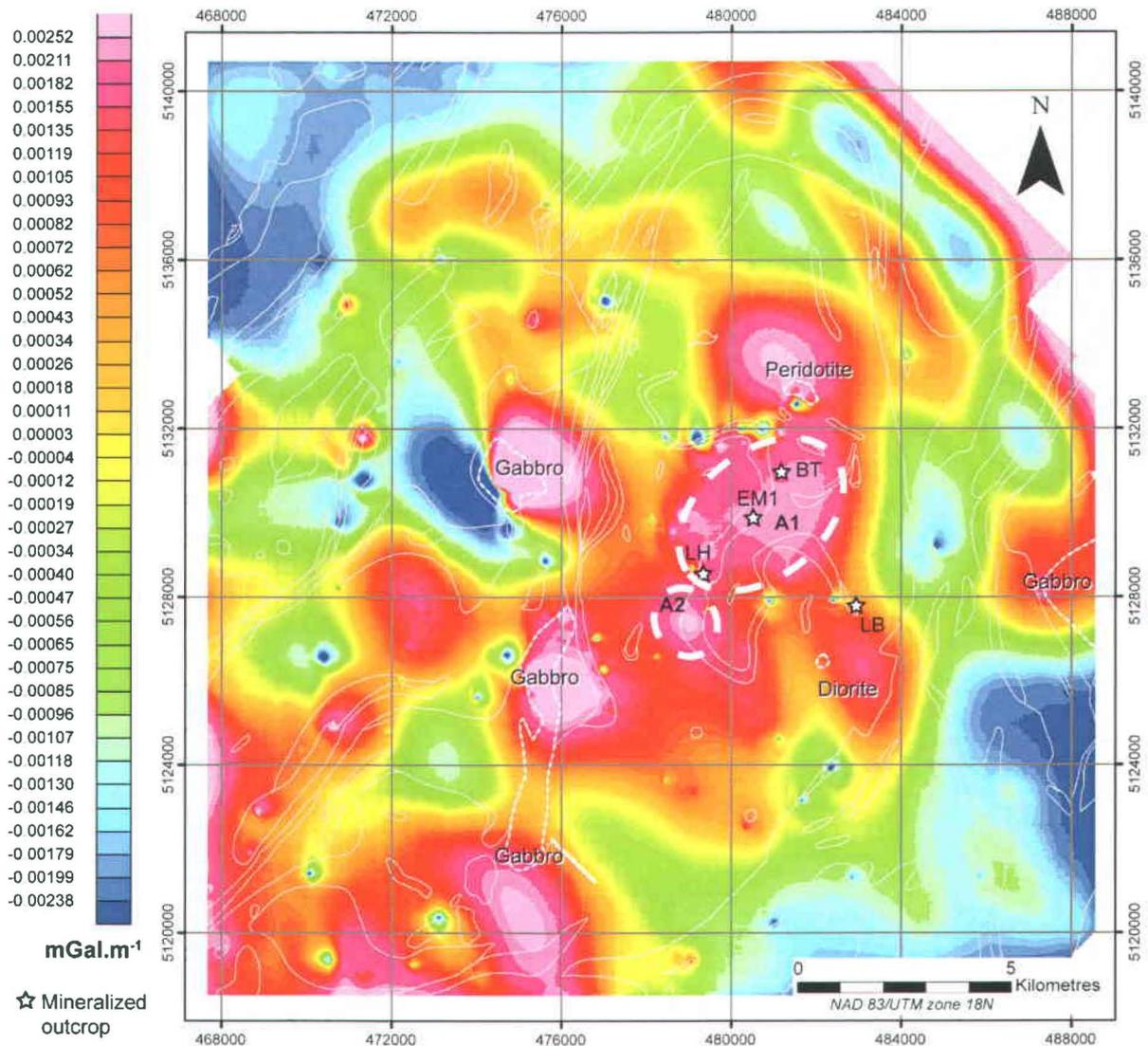


Figure 6.6 : First vertical derivative of the Bouguer gravity anomaly. The outline of the simplified geological map (Corriveau and Jourdain, 2000) and main mineralized outcrops (“Breccia trail”, “EM1”, “Lac Harvey” and “Lac Bing”) in the Bondy gneiss complex are superposed. This image highlights positive anomalies where mafic intrusions outcrop (hence suggesting their greater extent at depth, outlined by thin white dashed lines) and two elliptical anomalies (A1 and A2) over mineralized zones “Breccia trail”, “EM1”, and “Lac Harvey” (outlined by thick white dashed lines) where no intrusions outcrop. These two anomalies suggest the presence of underlying mafic bodies (see text for details); BT: Breccia Trail; LB: Lac Bing; LH: Lac Harvey.

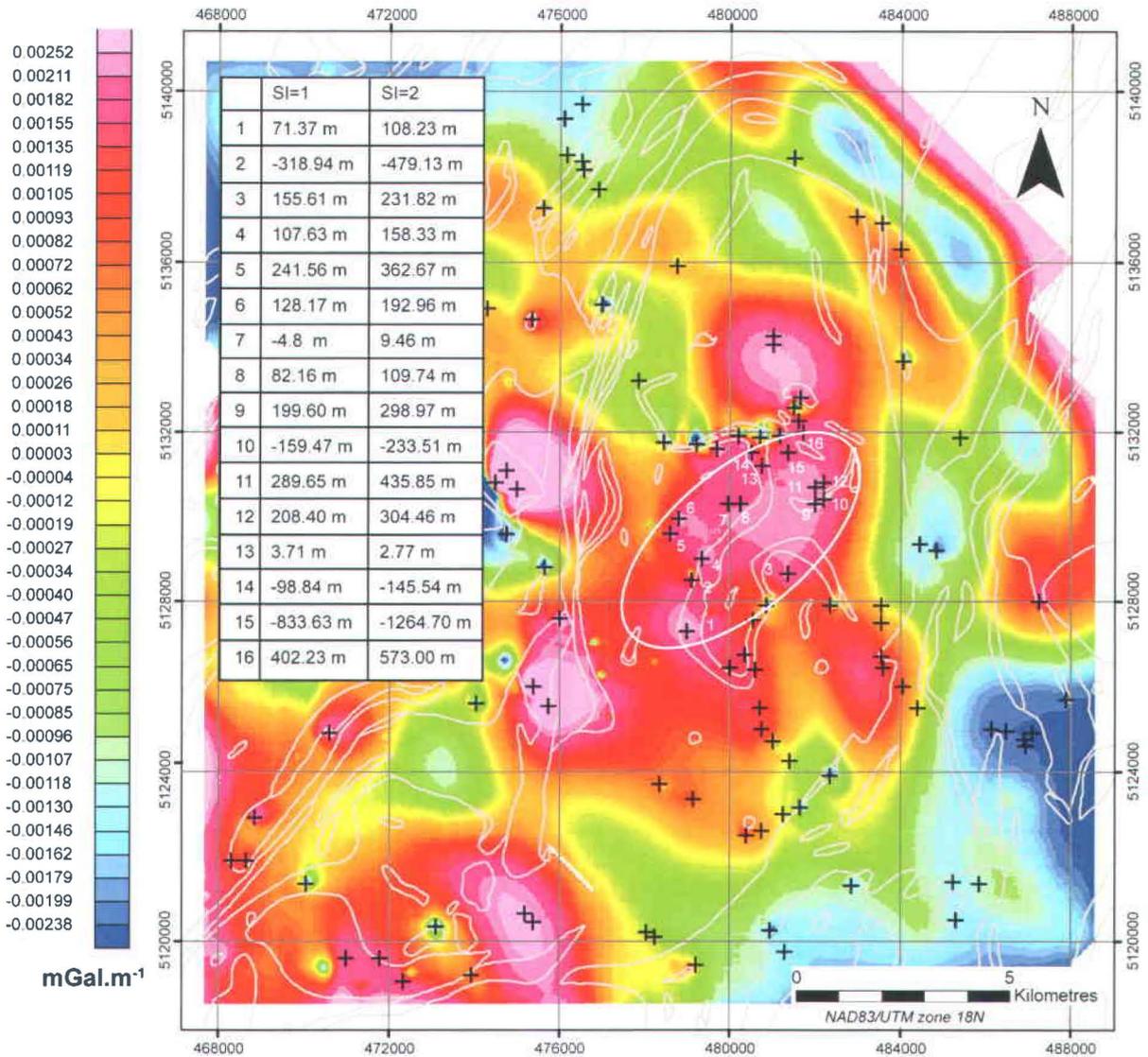


Figure 6.7 : First vertical derivative of Bouguer gravity superposed on the outline of a simplified geological map (Corriveau and Jourdain, 2000), displaying location of peaks of the analytic signal of the Bouguer anomaly grid and depth sources calculate by Euler deconvolution for SI=1 and SI=2.

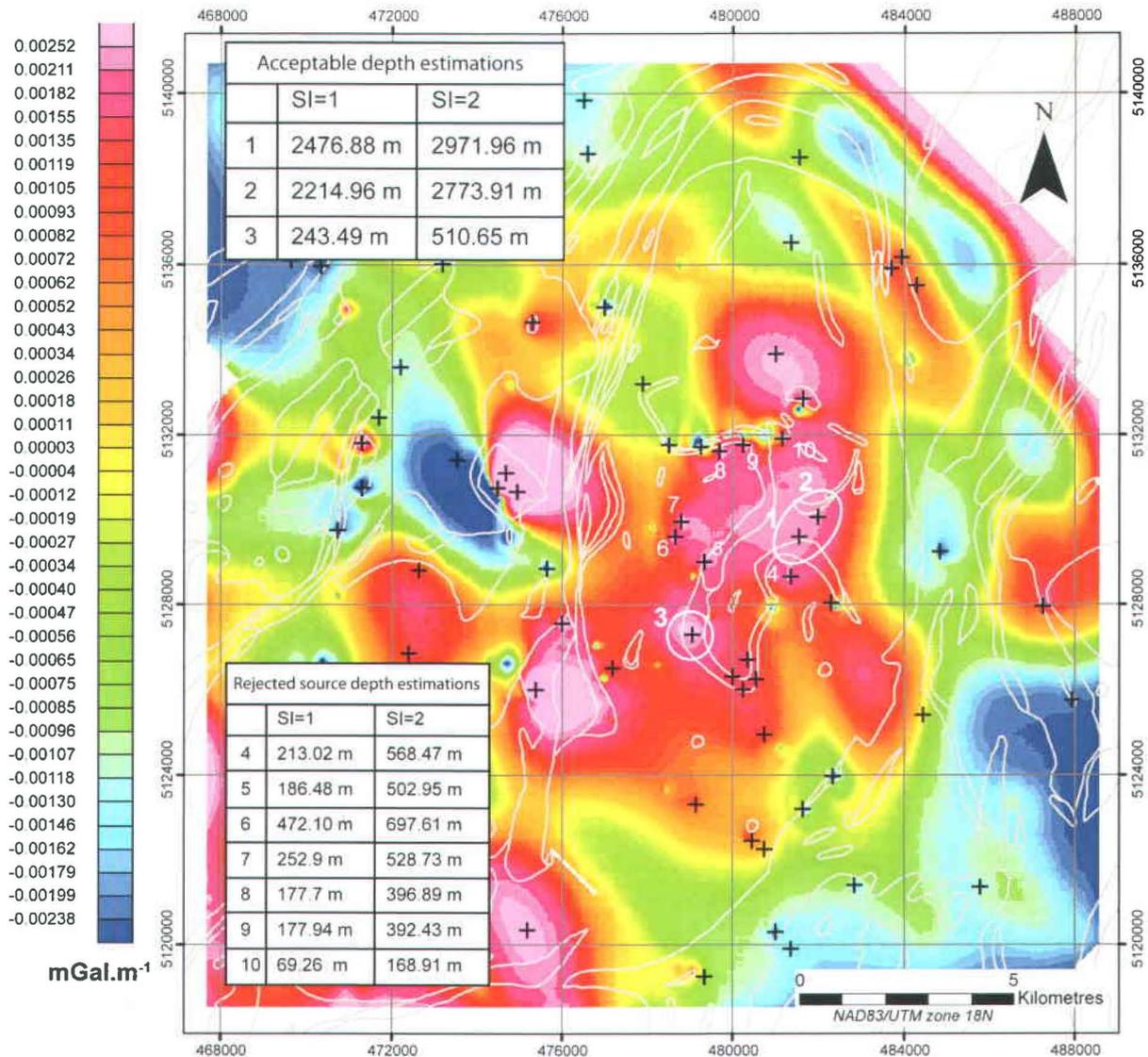


Figure 6.8 : First vertical derivative of Bouguer anomaly grid superposed on the outline of a simplified geological map (Corriveau and Jourdain, 2000), displaying peaks of the analytic signal of the upward continuation at $Z=100$ m of the Bouguer anomaly grid and depth sources calculate by Euler deconvolution for SI=1 and SI=2.

1.17-1.16 Ga Chevreuil intrusive suite and the 1.09-1.07 Ga Rolleau phlogopite peridotite stock (Corriveau and van Breemen, 2000). Two positive anomalies (A1 and A2; Figure 6.6), comparable to those associated with these mapped intrusive rocks, are located over a portion of the hydrothermal alteration system described by Corriveau et al. (1996b). No intrusive bodies have been identified during their regional mapping in the vicinity of this anomaly. The largest anomaly (A1) is of particular interest as it is coincident with positive aeromagnetic and EM anomalies on a detailed survey flown by Fugro Airborne Surveys (unpublished map) for Richmond Minerals Inc, and is spatially associated with the three mineralized outcrops "Breccia trail", "EM1", and "Lac Harvey".

The mineralized outcrops "Lac Bing" occur on the northern margin of a positive anomaly on Figure 6.6 interpreted to reflect an elliptical diorite body as small diorite outcrops occur within the area covered by the anomaly.

6.5. Source depths

Euler deconvolution of the analytic signal (Roest et al., 1992) was used to calculate location and depth of the top of geologic sources as described by Hood (1965) and Thompson (1982). Two structural indexes (SI) that define the geometry of the causative body (Thompson, 1982; Reid et al., 1990) were used in this estimation: (i) SI=1 assumes that the source is a pipe and (ii) SI=2 assumes that the source is a sphere (Stavrev, 1997; Zhang et al., 2000; Stavrev and Reid, 2007). Euler deconvolution of the analytic signal of the Bouguer gravity anomaly grid defines 16 analytic signal peaks inside the A1 and A2 anomalies (labelled crosses in Figure 6.7). Euler solutions for both SI=1 and SI=2 indicate that maximum depths do not exceed 573 m for SI=2 and 402.23 m for SI=1. The main inconvenience with the Euler deconvolution of the analytic signal is that the analytic signal is sensitive to noise in the data and shallow sources are emphasized at the expenses of deep sources (Keating and Pilkington, 2004; Florio et al., 2006). In order to reduce such noise, Euler deconvolution of the analytic signal was applied to the Bouguer gravity anomaly grid upward continued to 100 m. This has defined several peaks located inside A1 anomaly (crosses in Figure 6.8). Most of these peaks located close to the anomaly boundary indicate shallow sources less than 472.1 m for SI=1 and 697.61 m for SI=2, are interpreted as noise and are not representative of the depth source. Just two peaks (1 and 2; Figure 6.8) appear approximately centred on A1 and one peak (3; Figure 6.8) is associated

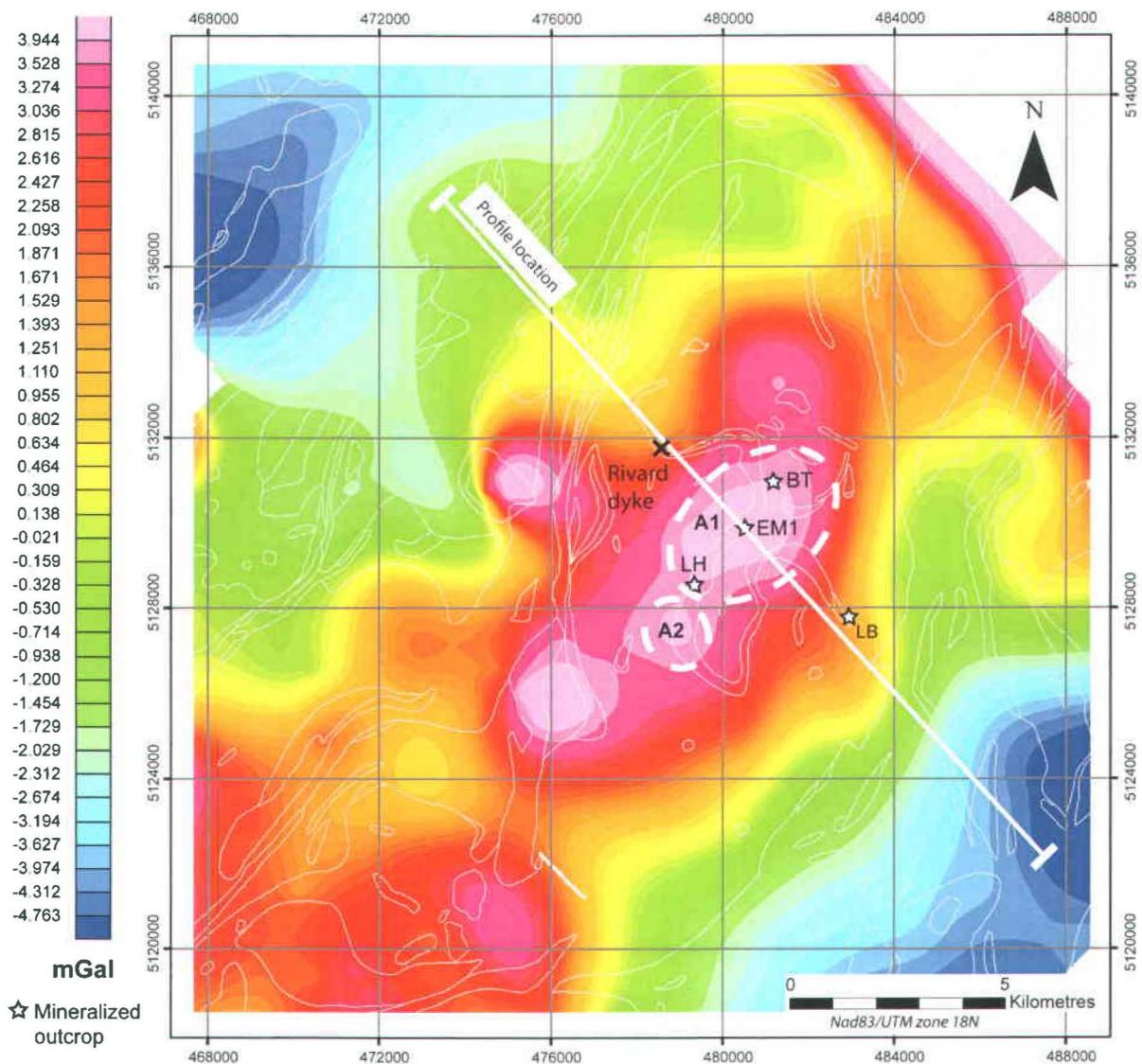


Figure 6.9 : Residual Bouguer anomaly grid with the outline of a simplified geological map (Corriveau and Jourdain, 2000) and profile location along which gravity modelling was undertaken. The residual grid was obtained by subtraction of Bouguer gravity upward continued to 10000 m grid from the Bouguer grid which shows residual field from sources between 5000 m and the surface and location of profile used for Figures 6.10 and 6.11, BT: Breccia Trail; LB: Lac Bing; LH: Lac Harvey.

with A2 suggesting the presence of different sources for A1 and A2 anomalies. For A1 anomaly, Euler deconvolution indicates a source depth of 2215 m and 2477 m for a SI=1 and of 2774 m and 2972 m for a SI=2. For the A2 anomaly, Euler deconvolution indicates a depth source of 244 m for a SI=1 and of 511 m for a SI=2.

A1 and A2 anomalies therefore either result from a single large and shallow source for which the top of the source is located at a maximum of 500 m in depth or A1 and A2 anomalies result from two different sources. In this case the top of the A1 source lies between 2.2 and 3 km and is hence deeper than the ca. 500 m A2 source.

6.6. 2D forward gravity modelling

Geosoft GM-SYS software was used to undertake 2D forward gravity modelling. The gravity field used for forward gravity modelling along the gravity profile (Figure 6.9) results from the subtraction of the upwards continuation of Bouguer gravity anomaly grid at 10000 m to the Bouguer gravity anomaly grid (Figure 6.9), representing the gravity response from rocks to ca. 5000 m (Blum et al., 2000; Joly et al., 2009; Rahman and Ullah, 2009). Gravity models were calculated supposing that a mafic to intermediate pluton similar to Chevreuil or Rolleau intrusive rocks is the source of the A1 anomaly source. Chevreuil and Rolleau intrusive rocks have densities from 2.87 to 3.2 g.cm⁻³ (station 1505, 1506, 1507 in appendice B), with an average density of 3.05 g.cm⁻³. Models were calculated for the estimated shallow and deep sources with pluton densities of 3.05 (P2 and P4; Figure 6.10 and Figure 6.11) and 3.2 g.cm⁻³ (P1 and P3; Figure 6.10 and Figure 6.11).

Densities of Bondy gneiss lithologies vary between 2.66 to 3.02 g.cm⁻³ with an average density of 2.85 g.cm⁻³ (see appendice B for density of lithologies) along the modelled profile. The rock density of the Sourd group is ca. 2.7 g.cm⁻³. The densities used for each model were slightly adjusted to obtain the best correlation between observed and calculated gravity fields.

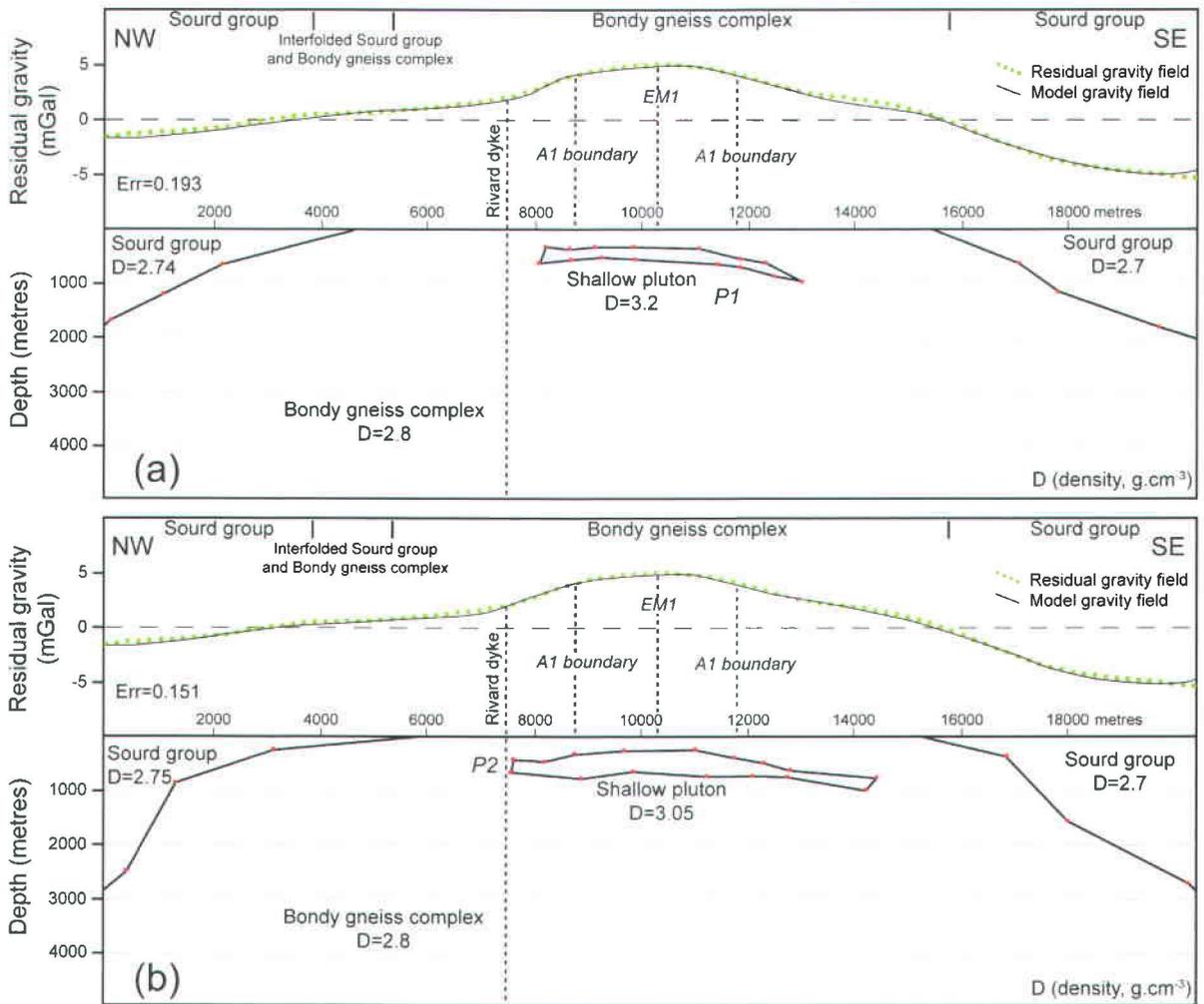


Figure 6.10 : 2D forward gravity modelling of residual gravity profile supposing that the top of the source is located at ca. 500 m in depth (see Figure 6.9 for location). (a) Model of a shallow mafic to intermediate pluton with a density of 3.2 g.cm^{-3} . (b) Model of a shallow mafic to intermediate pluton with a density of 3.05 g.cm^{-3} .

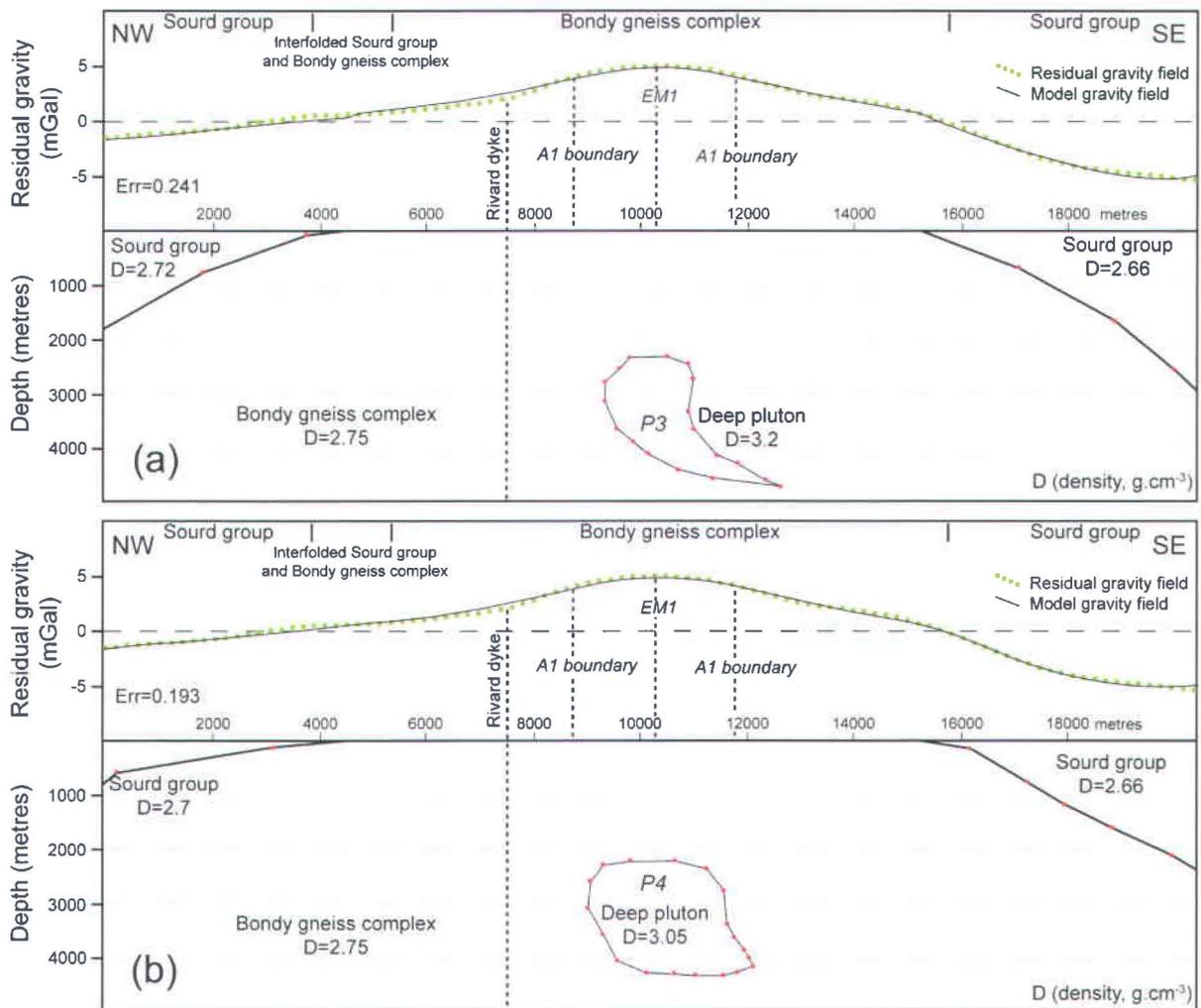


Figure 6.11 : 2D forward gravity modelling of residual gravity profile supposing that the top of the source is located between 2.2 km and 3 km in depth (see Figure 6.9 for profile location). (a) Model of a deep mafic to intermediate pluton with a density of 3.2 g.cm^{-3} . (b) Model of a deep mafic to intermediate pluton with a density of 3.05 g.cm^{-3} .

6.6.1. Shallow source model

A better fit for the Bondy gneiss complex was obtained using a density of 2.8 g.cm^{-3} in both shallow models, which is in the measured density range. In both shallow models described above, the interpreted mafic to intermediate pluton is elongate and gently SE dipping. The P1 pluton (Figure 6.10a) is smaller than the P2 pluton (Figure 6.10b). To obtain the same anomaly, a lower density intrusion must be compensated by a larger and thicker pluton, thus density difference influences directly the inferred pluton's dimension. The shape of both plutons suggests that the shallow source can result from a sill-like intrusion.

6.6.2. Deep source model

A better fit for the Bondy gneiss complex was obtained using a density of 2.75 g.cm^{-3} in both deep models, which is again within the measured density range. The P3 pluton (Figure 6.11a) is characterized by a density of 3.2 g.cm^{-3} and is formed by a 1.5 km wide main body with a possible tail dipping and thinning toward the south-east. The P4 pluton is characterized by a density of 3.05 g.cm^{-3} and at 2 km in width is larger than P3. A small tail extends toward the south-east (Figure 6.11b). A higher density pluton requires a smaller body with a longer tail, while a lower density pluton implies a larger main body and a progressive disappearance of the tail (Figure 6.11a, b).

6.7. Discussion

6.7.1. Interpretation of anomaly sources

Euler deconvolution of the analytic signal provides an estimate of the top of the A1 anomaly source as being either ca. 500 m or between 2.2 and 3 km in depth. 2D forward gravity modelling illustrates that mafic to intermediate intrusive rocks of different dimensions can generate the positive A1 anomaly for both depths so the depth of the causative body remains non-unique given the lack of additional constraints. Most residual Bouguer gravity anomalies in the study area correspond directly to mapped mafic to intermediate Chevreuil or Rolleau intrusive rocks (Figure 6.6). The most plausible interpretation therefore is that the modelled

intrusion proposed to explain the remaining anomaly similarly belongs to either the Chevreuil or Kensington-Skootamatta intrusive suite.

The Rivard dyke is located NW of the A1 anomaly and includes a diverse range of xenoliths that includes pyroxenites and mafic granulites from upper mantle and lower crust, and various wall-rock fragments (Figure 6.2b). Xenoliths were formed through early fracturing of wall rock during dyke propagation and continuous delamination of wall rock by intrusion of magma along the dyke-parallel fractures. Abundance of xenoliths may be due to the low viscosity of Rivard dyke alkaline magmas which promote intense fracturing of wall-rock (Corriveau and Leblanc, 1995; Morin and Corriveau, 1996). Gabbroic xenoliths (Figure 6.12a) display similarities with gabbros from the Chevreuil intrusive suite (Figure 6.12b) and supposed that gabbroic xenoliths could be snatched from local intrusive rocks at depth (Corriveau and Morin, 2000). The distance between a deep pluton (Figure 6.11) and the Rivard dyke appears too great for it to be the source of the gabbroic xenoliths. On the profile (Figure 6.10), although the shallow pluton with a density of 3.2 g.cm^{-3} does not cross cut the Rivard, dyke, given the inherent precision of the modelling the position of the dyke appears close enough to suggest it may have passed through the NW margin of the interpreted pluton. Chevreuil gabbroic xenoliths in the Rivard dyke can thus be most likely linked to the presence of a shallow (ca. 500 m) gabbro of the Chevreuil intrusive suite beneath the hydrothermal system (Figure 6.12c).

Alternatively, the anomaly can theoretically be due to an earlier intrusive body not seen in regional mapping or directly reflect the presence of magnetite and sulphides (Olhoeft and Johnson, 1989), however, without knowledge of the volume and/or concentration of these minerals and sulphide beneath the A1 anomaly a 2D forward gravity modelling based on the direct mineralization source hypothesis is not possible.

6.7.2. Possible timing

Pre-metamorphic felsic intrusive rocks implied in the genesis of alteration assemblages associated with the main mineralization at outcrop "EM1" would be of lower or equal density than that of the Bondy gneiss complex and therefore cannot generate the positive A1 anomaly which necessitates the presence of an underlying mafic to intermediate body. Based on field evidence and the different gravity models presented in Figure 6.10 and Figure 6.11, we suggest four scenarios for the timing of events in this region:

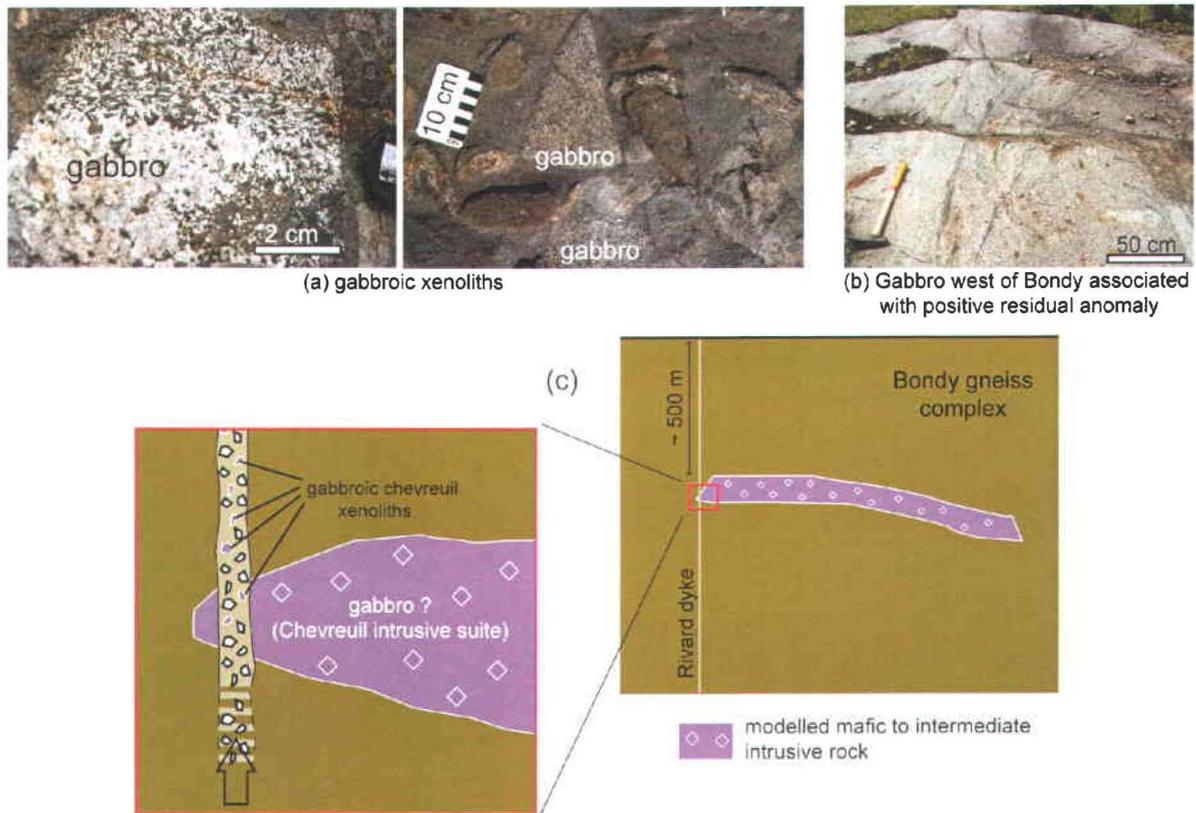
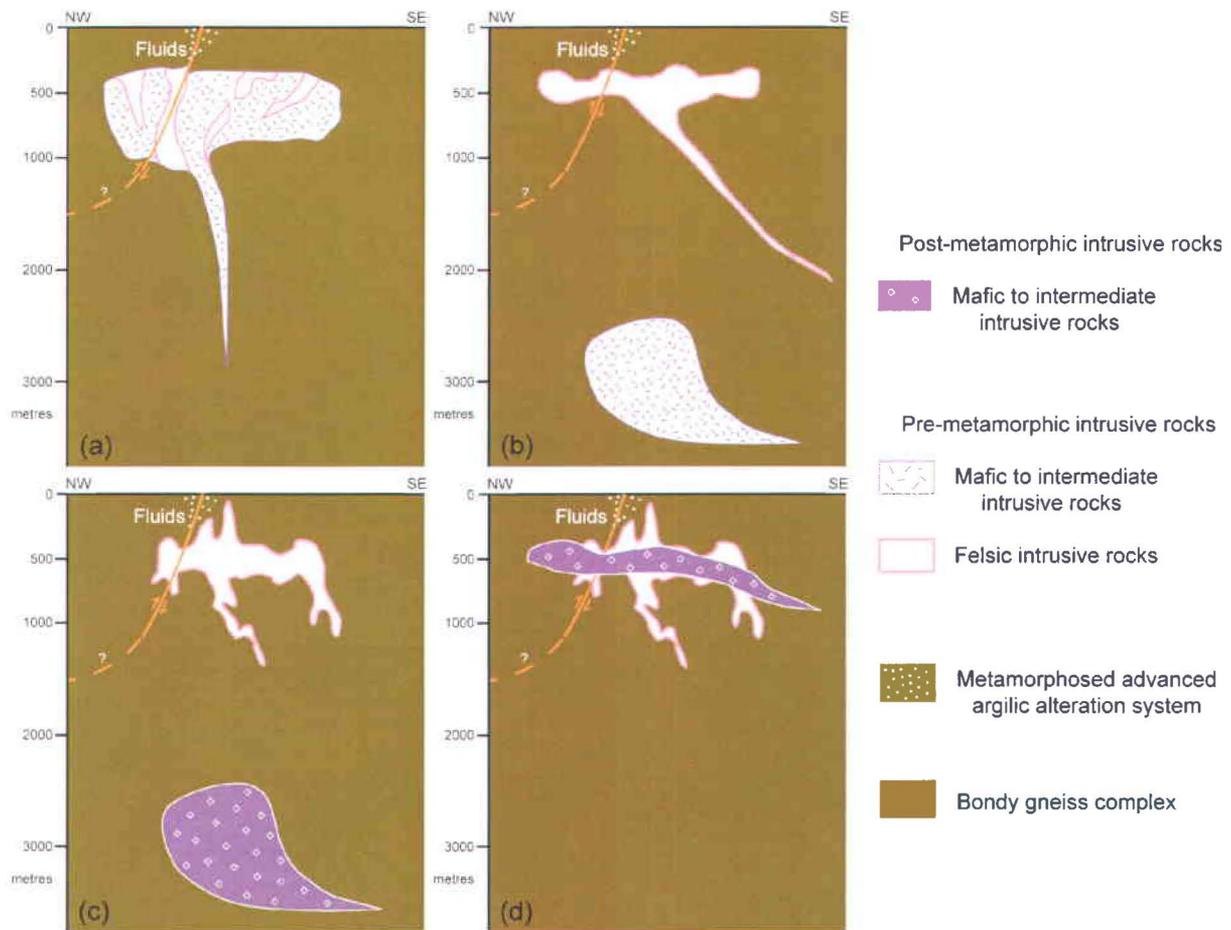


Figure 6.12 : (a) Interpreted Chevreuil suite gabbro xenoliths within the Rivard dyke. (d) Chevreuil suite gabbro of the outcropping at the W of the northern Bondy complex. (c) Simplified schematic representation of the Rivard dyke crossing and extracting fragments from the extremity of the proposed shallow Chevreuil intrusive suite gabbro (Figure 6.10).

(i) Coeval pre-metamorphic mafic to intermediate and felsic intrusions (Figure 6.13a, b). Coeval mafic to intermediate and felsic intrusions may be associated with IOCG deposits. For example, epigenetic Cu-Au±Co±Fe±LREE±Ba±U±Mo mineralization in northern Fennoscandia commonly displays a close genetic and/or spatial relation to monzodiorite to granite intrusions (Edfelt et al., 2004), however gravity forward modelling by Sandrin et al. (2007) suggests ca. 1 km wide gabbroic intrusions are present beneath the Ekströmsberg and Vieto IOCG deposits. The presence of mafic intrusions may provide indirect evidence for a deep, structurally controlled fluid and magma pathways, as illustrated by Tornos et al. (2005a) in SW Iberia where



tonalite to gabbro-(norite) and peraluminous granodiorite and granite intrusions related to Cu-Au mineralization (Tornos et al., 2005b) are controlled by deep crustal shear zones. Whilst felsic intrusions and granitoids are the proposed fluid source for Na–Ca alteration and Fe-Cu-Au mineralisation in the Cloncurry district of Queensland, Australia, felsic granitoids are synchronous with high-temperature mafic granitoid intrusions probably derived from a more mafic, possible gabbroic source (Mark, 1999).

(ii) A separate pre- metamorphic mafic to intermediate magmatic event may have taken place as well as a pre-metamorphic felsic magmatic event. In this scenario, mafic intrusion is not directly related to mineralization but, as suggested above, be indicative of deep crustal structures (Figure 6.13b) and high thermal regime.

(iii) A pre-metamorphic felsic intrusion followed by late-tectonic mafic to intermediate magmatic intrusion (Figure 6.13c, d). In this case, whilst mafic intrusion is unrelated to pre-metamorphic alteration and the main period of mineralization at locality “EM1”, intrusion of a mafic body late in the tectonothermal history, such as a Chevreuil suite pluton equivalent to nearby outcropping plutons, may be synchronous with shear-zone hosted mineralization. The geometry of shear zones is consistent with those late- to immediately post-dating the Chevreuil suite intrusions (Rivard et al., 1999; Harris et al., 2001). Intrusion of the mafic body may be the driving source for fluids, or heat source for hydrothermal circulation, for either a second period of mineralization or for remobilisation of early, possibly disseminated mineralization into shear zones. A similar context is proposed for the Manitou Lake IOCG district in the eastern Grenville Province of Quebec where Clark et al. (2005) document several syn- to post-tectonic periods of mineralization which involved fluids of contrasting compositions they interpret as derived from different sources and associated with long-lived fault systems.

(iv) Post-tectonic intrusion of Rolleau stock. If this were the case there would be no relationship between mineralization and mafic intrusions.

Structural observations are consistent with both pre- and post-folding emplacement. Isoclinal recumbent folds (F_2 and F_3 of Harris et al., 2001) may nucleate during ductile flow during regional thrusting above a pre- to early syn-tectonic pluton acting as rigid body in a similar manner to fold nucleation about a rigid body in physical models of Merle (1982). The subsequent regional anticline affecting the northern Bondy gneiss complex may develop around such an early mafic to intermediate pluton. Alternatively, the interpreted mafic to intermediate body may have intruded late in the regional deformation and metamorphism and along the axial plane of the regional anticline affecting the Bondy gneiss complex. In both scenarios, reverse

ductile and brittle-ductile shear zones in mineralized outcrops “EM1” and “Breccia trail” may have been created on the margins of a more massive mafic body as such shear zones are not common in the Bondy gneiss complex. A similar context has been suggested by Sandrin and Elming (2007) where a thrust, spatially associated with Cu-Fe occurrences, has been controlled by an underlying massive granitic body during a regional shortening in the Kiruna area, northern Sweden.

Dating of mineralization (*e.g.* via dating hydrothermal zircons in mineralized zones) is therefore required to determine which model is correct, however model 3 (Figure 6.13d) appears to be the most consistent with all geophysical, metamorphic, geochemical, and structural observations.

6.8. Conclusions

Residual-regional separation of the Bouguer gravity field established from new field measurements highlights several residual anomalies associated with mafic to intermediate Chevreuil intrusive rocks or Rolleau ultramafic stock and an anomaly (A1) spatially associated with part of an interpreted hydrothermal system in the Bondy gneiss complex. This anomaly encompasses several mineralized outcrops (“Breccia trail”, “EM1” and “Lac Harvey”) and is coincident with aeromagnetic and airborne EM anomalies and therefore increases the prospectivity for mineral exploration. The origin of A1 anomaly can be explained by either:

- (i) the presence of an unexposed post-metamorphic mafic to intermediate Chevreuil or Rolleau intrusive rocks beneath the hydrothermal system,
- (ii) the presence of an undefined and unexposed pre- or syn- metamorphic mafic to intermediate intrusion beneath the hydrothermal system, or
- (iii) a concentration of magnetite and sulphides superior to others area in the Bondy gneiss complex (unlikely but theoretically possible).

The A1 anomaly depth source has been estimated at ca. 500 m or between 2.2 and 3 km. 2D forward gravity modelling suggests that a shallow (top of the pluton is ca. 500 m in depth) mafic to intermediate pluton be elongate and gently south-east dipping sill. Alternatively, the gravity data may be explained by a deeper (ca. 2.2 to 3 km) massive mafic to intermediate pluton with a south-east dipping tail. The presence of gabbroic xenoliths related to the Chevreuil suite in the

Rivard dyke involve that the presence of a shallow gabbro of the Chevreuil suite is the most probable.

The presence of a metamorphosed advanced argillic alteration system at outcrop "EM1" associated with residual A1 anomaly is explained by a mafic to intermediate magmatic intrusion generating the anomaly combined to a felsic magmatic intrusion which has generated advance argillic alteration. Felsic and mafic to intermediate magmatic events may either be coeval and pre- metamorphic or formed during two different stages with pre-metamorphic felsic intrusive rocks and post-metamorphic mafic to intermediate intrusive rock.

Outcrops "Lac Bing" have no distinct gravity signature and although they give the highest Cu values in the Bondy gneiss complex no link with plutonic activity has been identified.

The presence of a gravity anomaly beneath mineralized zones upgrades this (as yet untested) target in the Bondy gneiss complex and attests to the utility of undertaking gravity surveys in such high-grade terrains.

Chapitre 7. Contrôles structuraux et magmatiques sur la minéralisation de type IOCG dans le complexe gneissique de Bondy, Province de Grenville, Canada

Grégory Dufréchou ^a, Lyal B. Harris ^a, Louise Corriveau ^b, Vladimir Antonoff ^a

^a INRS Centre Eau Terre Environnement, 490 de la Couronne, Québec, Québec G1K 9A9, Canada

^b Commission géologique du Canada, Ressources naturelles Canada, 490 de la Couronne, Québec, Québec G1K 9A9, Canada

1^{ère} partie d'un article en préparation à soumettre à la Revue Canadienne des Sciences de la Terre, qui sera combiné aux travaux de Vladimir Antonoff

Résumé

Le complexe gneissique de Bondy, dans la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, est un édifice volcano-plutonique d'arc magmatique contenant un système d'altération hydrothermal de type oxyde de fer cuivre-or (IOCG) et épithermal métamorphisé. Des brèches minéralisées postérieures au métamorphisme sont aussi présentes. Suite au métamorphisme régional vers 1.2 Ga, des dykes de la suite intrusive de Chevreuil (1.17-1.16 Ga) et de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta (1.09-1.07 Ga) ont recoupé le complexe. La partie N du complexe est sus-jacente au linéament lithosphérique de Mont-Laurier, un linéament géophysique mis en évidence à partir de données aéromagnétiques, gravimétriques et tomographiques, et est traversé par la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud, une zone de cisaillement régionale senestre interprétés à partir de données gravimétriques. Cette zone de cisaillement est interprétée dans le complexe gneissique de Bondy comme un couloir en décrochement senestre de 5 km de large, orienté NO-SE et comprenant plusieurs cisaillements profonds (≥ 1 km) secondaires senestres de type D, R et P et dextres de type X dont l'expression en surface n'est pas établie. La zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud a été active à plusieurs reprises durant l'histoire du complexe : (i) la migration des fluides minéralisateurs impliqués dans la formation du système hydrothermal pré-pic métamorphique, (ii) la mise en place d'intrusions mafiques de la suite intrusive de Chevreuil et (iii) la formation de zones minéralisées postérieures au pic métamorphique. Un contrôle structural d'échelle crustale sur la formation du système hydrothermal métamorphisé du complexe gneissique de Bondy et un contrôle magmatique subséquent sont en accord avec les modèles de formation de gîtes à oxyde de fer cuivre-or et la récurrence de leur minéralisation au gré des réactivations tectoniques et des intrusions subséquentes.

7.1. Introduction

La Province de Grenville en Amérique du Nord s'est bâtie par l'accrétion de nombreux arcs magmatiques et par la fermeture de bassins et rifts d'arrière-arc continentaux au cours d'une série d'événements orogéniques (Rivers, 1997; Dickin et McNutt, 2007; Davidson, 2008; Hynes et Rivers, 2010; McLelland et al., 2010a) qui ont favorisé le développement de nombreux contextes potentiellement métallifères (Gauthier et Chartran, 2005; Corriveau et al., 2007).

Les dépôts de type oxydes de fer cuivre-or (IOCG pour Iron Oxide-Copper-Gold) ont été défini par Hitzman et al. (1992) suite à la découverte du gisement U-Cu-Au-Ag-ETR d'Olympic Dam en Australie (Roberts et Hudson, 1983; O'Driscoll, 1985; O'Driscoll, 1986; Lalor, 1987; O'Driscoll et Boucher, 1998). Les gisements IOCG englobent différents types de zones minéralisées (Corriveau et al., 2010; Williams, 2010a, b) qui sont caractérisées par un contrôle structural important, autant à l'échelle locale que régionale, et qui sont localisées dans un secteur possédant une réponse gravimétrique positive qui peut être associée à une anomalie magnétique positive (Hitzman, 2000). L'identification des gisements de type IOCG est cependant complexe, car tous les secteurs possédant des signatures géophysiques favorables à la présence de minéralisation ne seront pas associés à un dépôt. La nature profonde des fluides qui sont à l'origine de la minéralisation, mais également leur association spatiale, implique que les dépôts de type IOCG sont habituellement associés à des structures crustales à lithosphériques (Hitzman, 2000; Sillitoe, 2003; Williams et al., 2005; Bierlein et al., 2006b; Groves et al., 2010). Les exemples d'association de gîtes de type IOCG et de structures majeures sont nombreux. Le gisement de référence d'Olympic Dam est associé à une zone de failles à double vergence, présentant des rampes à l'échelle crustale qui se prolongent jusqu'au Moho (Drummond et al., 2006). Dans le district de Cloncurry en Australie, les gisements de Starra, Mount Elliot, Mount Dore et Kuridala sont localisés le long de la zone de cisaillement majeure de Mount Dore (Rotherham et al., 1998). Les dépôts de type IOCG de Laurinoja et Vähäjoki (Eilu et Niiranen, 2002; Eilu et al., 2003) en Finlande ont été interprétés par Eilu (2004) comme étant contrôlés par des zones de cisaillement extensionnelles développées durant un affaissement orogénique suivant une période de chevauchements développée durant l'accrétion d'arcs et de microcontinents. Sillitoe (2003) décrit les gisements côtiers de type IOCG au N du Chili et au S du Pérou comme étant associés à des zones de cisaillement extensionnel ou en transtension. Dans les programmes d'exploration pour les gisements de style IOCG, il est donc

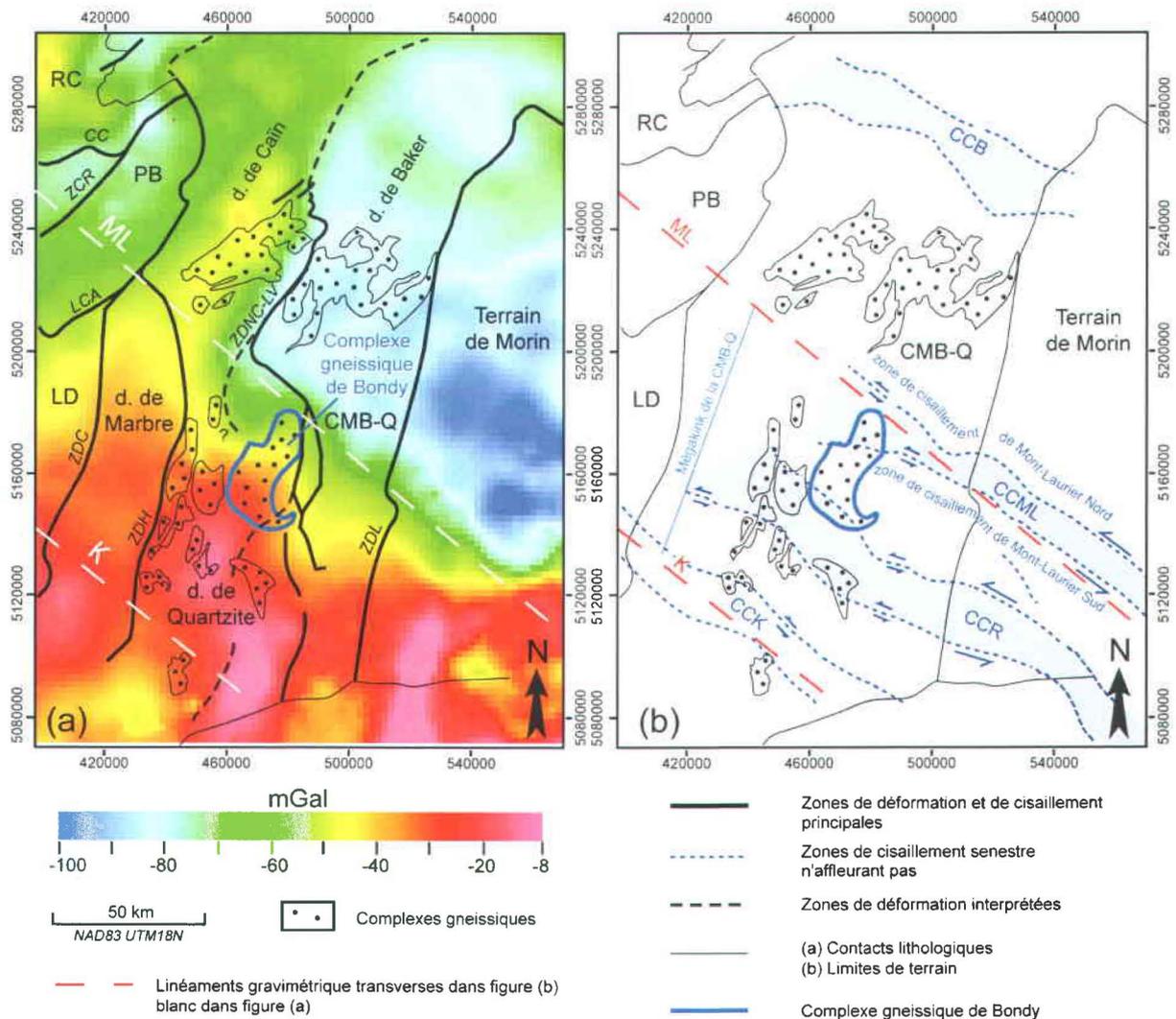


Figure 7.1 : (a) Carte lithotectonique simplifiée de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec modifiée à partir de Corriveau et van Breemen (2000 et références citées) et Dufrechou et al. (Chapitre 5), superposée sur la grille régionale de l'anomalie gravimétrique de Bouguer (Canadian Geodetic Information System / Système canadien d'information géodésique, 2006). (b) Carte simplifiée des principaux corridors de cisaillement senestre dans la ceinture métasédimentaire centrale au Québec modifiée d'après Dufrechou et al. (Chapitre 5). d. = domaine. CC : chevauchement du Cabonga; CCB : corridor de cisaillement de Beaugard; CCK : corridor de cisaillement de Kazabazua; CCML : corridor de cisaillement de Mont-Laurier Sud; CCR : corridor de cisaillement de Roddick; CMB-Q : ceinture métasédimentaire centrale au Québec; K : linéament de Kazabazua; LCA : Limite Chevauchante Allochtone; LD : terrain du Lac Dumoine; ML : linéament de Mont-Laurier; PB : promontoire Basketong; RC : terrain du Réservoir Cabonga; ZCR : zone de cisaillement de Renzy; ZDC : zone de déformation de Cayamant; ZDH : zone de déformation de Heney; ZDL : zone de déformation de Labelle; ZDNC-LV : zone de déformation de Nominique-Chénéville – La Lièvre.

important de tenir compte de la présence de structures majeures associées à des domaines d'anomalies gravimétriques et magnétiques positives coïncidents (Gandhi, 2003; Hitzman, 2000; Hitzman et al., 1992; Smith, 2002), ainsi que de la présence d'intrusions mafiques (Tornos et Casquet, 2005; Sandrin et al., 2007) pour localiser les secteurs les plus favorables.

Récemment, une série de linéaments transverses à la direction générale NE-SO de l'orogène grenvillien (Chapitre 4) ont été interprétés à partir de données gravimétriques régionales dans le SO de la Province de Grenville au Québec. Ces linéaments transverses sont interprétés comme des failles paléoprotérozoïques dans le socle archéen sous la Province de Grenville, formées lors de la séparation des cratons du Supérieur et du Wyoming. Ces failles auraient été par la suite réactivées en failles de transfert lors de la séparation des cratons du Supérieur et de Baltica. Le linéament le plus important, identifié à la fois à partir de données gravimétriques et de tomographie sismique, est le linéament de Mont-Laurier (Chapitre 4). Ce linéament a été tracé au SE de la Province du Supérieur, dans la Province de Grenville, dans la plate-forme du Saint-Laurent et dans l'orogène des Appalaches. Le linéament de Mont-Laurier est interprété comme la trace d'une structure d'échelle lithosphérique initialement développée dans le socle archéen sous la Province de Grenville et qui pourrait représenter la prolongation de la limite entre les cratons de Kola et de Karelia.

La ceinture métasédimentaire centrale au Québec (CMB-Q; Figure 7.1a) est composée principalement de roches métasédimentaires dominées par des quartzites et des marbres, au sein desquelles affleurent des dômes gneissiques (Wynne-Edwards, 1972; Nantel, 2008; Corriveau, sous presse), dont le complexe gneissique de Bondy. Ces composantes de la ceinture ont été métamorphisées et déformées au faciès des amphibolites supérieur et des granulites entre 1.2 et 1.18 Ga puis métamorphisées et déformées au faciès des amphibolites supérieurs entre 1.17-1.16 Ga lors de la mise en place de la suite intrusive de Chevreuil (Corriveau et van Breemen, 2000; Boggs et Corriveau, 2004; Wodicka et al., 2004). Le linéament de Mont-Laurier traverse la ceinture métasédimentaire centrale au Québec à proximité du complexe gneissique de Bondy et de son système hydrothermal fossile. Dufréchou et al. (Chapitre 5) ont interprété à partir des données de champ potentiel régionales, un corridor de cisaillement senestre (le corridor de cisaillement de Mont-Laurier) qui serait présent dans le segment crustal défini comme les nappes chevauchantes inférieures (« *lower deck* ») sous la CMB-Q par Martignole et Calvert (1996) et Martignole et al. (2000) sur le profil sismique Abitibi-Grenville du programme Lithoprobe. Ce cisaillement serait issu d'une réactivation mésoprotérozoïque de la discontinuité marquée par le linéament de Mont-Laurier. Le corridor

de cisaillement de Mont-Laurier est limité au S et au N par la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud et la zone de cisaillement de Mont-Laurier Nord (Figure 7.1b). La réactivation du corridor de cisaillement de Mont-Laurier dans les nappes inférieures a formé un mégakink d'environ 100 km de large au S du linéament de Mont-Laurier (dans les nappes chevauchantes supérieures ou « *upper deck* » de Martignole et Calvert, 1996; Martignole et al., 2000), interprété comme faisant suite à un effondrement orogénique post-elzévirien de la CMB-Q le long de la rampe Baskatong (Chapitre 5).

Le complexe gneissique de Bondy est marqué par une anomalie magnétique régionale positive (voir Figure 5.8 dans le chapitre 5) et est localisé dans un haut gravimétrique régional (Figure 7.1a). Le complexe gneissique de Bondy est actuellement réexaminé en détail et apparaît être un système hydrothermal de type IOCG avec des composantes périphériques épithermales en accord avec les nouveaux modèles IOCG qui documentent un continuum entre gîtes IOCG et systèmes épithermaux périphériques (Mumin et al., 2010; Skirrow, 2010). Malgré une multitude de travaux de terrain réalisés dans le complexe gneissique de Bondy et dans les terrains adjacents (Corriveau et al., 1996a, b, 1997; Corriveau et Jourdain, 2000; Harris et al., 2001; Blein et al., 2003; Wodicka et al., 2004; Corriveau, sous presse et références citées), aucune évidence d'une zone de cisaillement ductile à fragile-ductile majeure, transverse à l'orogène et ayant affecté le complexe n'avait été identifiée auparavant. Par contre une structure cryptique N-S, en profondeur et plurikilométrique avait toutefois été proposée pour expliquer la mise en place de quatre dykes de minette, dont la brèche de Rivard, alignés N-S (Corriveau et Morin, 2000). L'une des principales causes des difficultés rencontrées dans la compréhension du complexe gneissique de Bondy est l'importante couverture végétale, rendant la découverte et l'étude des affleurements dépendantes des coupes forestières. De plus, la répartition sporadique et la taille de la plupart des affleurements rendent difficile l'identification et la compréhension des structures à l'échelle du complexe. Pour faciliter l'identification de structures qui ont pu affecter l'ensemble du complexe gneissique de Bondy, un levé aéromagnétique de haute résolution a été réalisé dans sa partie N par Fugro Airborne Surveys (2007). À partir de l'interprétation structurale du levé aéromagnétique, cette étude contraint l'implication possible de la zone de cisaillement senestre de Mont-Laurier Sud sur la formation et la possible remobilisation de zones minéralisées pré-pic du métamorphisme ainsi que la déformation et la mise en place de magmas post-pic du métamorphisme. Ce chapitre se concentre sur l'interprétation structurale du complexe gneissique de Bondy, et ne traitera pas du rapport entre le levé aéromagnétique et le levé gravimétrique (Chapitre 6) avec les lithologies et l'altération, qui reste à faire.

7.2. Le complexe gneissique de Bondy

7.2.1. Contexte géologique

Le complexe gneissique de Bondy est un dôme gneissique allongé NNE-SSO de 15 sur 30 km, situé structuralement sous les séquences de quartzite et de marbre qui forment le groupe de Sourd de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec (Corriveau et van Breemen, 2000; Figure 7.1). Ce complexe est essentiellement composé de gneiss tonalitiques à granitiques intercalés avec de minces unités de métabasites et d'un pluton de métatonalite (Blein et al., 2003; Corriveau, sous presse). Il correspond à des roches d'affinité d'arc volcano-plutonique datées à 1.4-1.35 Ga (Blein et al., 2003; Wodicka et al., 2004), métamorphisées au faciès des granulites à 1.2-1.18 Ga (Boggs et Corriveau, 2004; Wodicka et al., 2004) et montrant une déformation intense et polyphasée lors de l'orogénèse elzévirienne (Harris et al., 2001). L'orogénèse de Shawinigan (1.19-1.14 Ga; Rivers, 1997) présente des phases de déformation et un métamorphisme subséquents distincts du pic métamorphique dans le secteur de la CMB-Q (Corriveau et van Breemen, 2000). Un système d'altération hydrothermal métamorphisé au faciès des granulites, des zones de brèches (cette étude) et des zones minéralisées ont été cartographiés dans la partie N du complexe et sont interprétés comme circonscrits au sein de deux « S » interconnectés de quelques centaines de mètres de largeur et près de 24 km de longueur (Figure 7.2; Corriveau et al., 1996b, 2007; Corriveau et Jourdain, 2000; Corriveau, sous presse). Les zones minéralisées sont interprétées comme étant épigénétiques et développées en contexte d'arc magmatique formé sur une mince croûte continentale laurentienne qui pré-date le métamorphisme régional de haut-grade et les diverses phases de plissement (Blein et al., 2003; Antonoff et al., 2009; Corriveau, sous presse).

7.2.2. Suites intrusives

Le complexe gneissique de Bondy est recoupé par d'abondants dykes de pegmatite ainsi que par des dykes mafiques non déformés appartenant à deux suites intrusives distinctes. Les dykes mafiques de la suite intrusive de Chevreuil (1.17-1.16 Ga) se sont mis en place durant un renouvellement de l'activité orogénique dans la CMB-Q et servent de marqueur régional de la déformation de leur encaissant lors de l'orogénèse de Shawinigan (Corriveau et van Breemen, 2000). Le complexe gneissique de Bondy a ainsi été interprété comme semi-rigide durant le

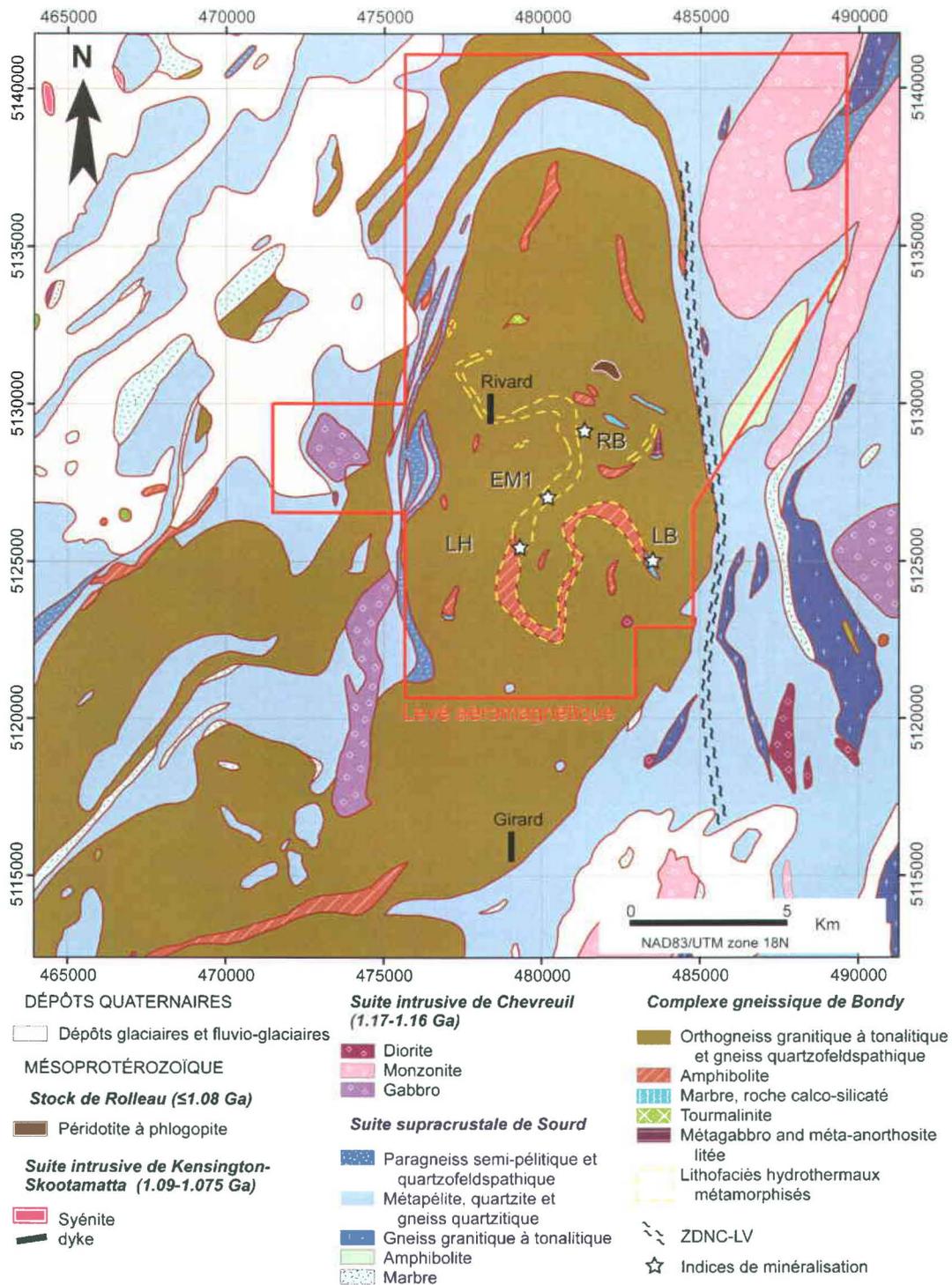


Figure 7.2 : Carte lithologique simplifiée de la partie N du complexe gneissique de Bondy et des roches métasédimentaires adjacentes du groupe de Sourd, modifiée à partir de Corriveau et Jourdain (2000). La ligne rouge délimite le secteur couvert par le levé aéromagnétique de haute résolution; ZDNC-LV : zone de déformation de Nominique-Chénéville – La Lièvre; indices de minéralisation : LB : Lac Bing; LH : Lac Harvey; RB : la route des brèches.

développement de zones de déformation postdatant la formation des gneiss, l'anatexie et la période de plissement dans les terrains adjacents (Corriveau et van Breemen, 2000). La partie N du complexe est recoupée par la brèche de Rivard datée à 1.07 Ga (Figure 7.2; Corriveau et van Breemen, 2000), par le stock de Rolleau, et au S de la brèche de Rivard par un dyke de minette (affleurement 6025, Corriveau, sous presse) et plus au S par le dyke de Girard (Figure 7.2); ces intrusions appartiennent à la suite intrusive alcaline potassique de Kensington-Skootamatta (1.09-1.07 Ga; Corriveau et al., 1990, 1998; Corriveau et Morin, 2000). Les trois dykes de minette et le dyke de Tapani plus au N (Nantel, 2001a, b) pourraient appartenir à une même structure N-S (Corriveau, communication personnelle).

7.2.3. Phases de déformation

Plusieurs phases de déformation ont affecté le complexe gneissique de Bondy et les roches l'entourant avant la mise en place de la suite intrusive de Chevreuil (Harris et al., 2001). Au sein du complexe, une gneissosité régionale (S_1) transpose le litage S_0 présumé ainsi que les zones d'altération hydrothermale et la minéralisation disséminée qu'elles peuvent contenir. Des leucosomes anatectiques recoupent la gneissosité S_1 . Les gneiss et parfois ces leucosomes sont plissés par deux générations de plis isoclinaux (P_2 et P_3); lors de ce processus les leucosomes demeurent massifs et à grains moyens à grossiers. Cependant, une faible foliation marquée par la biotite se développe localement dans les plis P_3 . Des âges U-Pb de 1.2 à 1.19 Ga obtenus par la datation de zircons provenant du matériel gneissique contraignent l'âge de ces phases de déformation et l'épaississement crustal maximal à 1.2-1.19 Ga (Corriveau et van Breemen, 2000; Wodicka et al., 2004). Le pic de métamorphisme dans le complexe gneissique de Bondy a eu lieu pendant les phases de déformation D_1 à D_3 . Les leucosomes enregistrent la température maximale atteinte et démontrent qu'à la suite de leur cristallisation, il n'y a pas eu de déformation avec recristallisation pénétrative au sein du complexe gneissique de Bondy. L'âge de la cristallisation des leucosomes a été contraint à 1.18 Ga (datation de cristaux de zircon sur des gneiss à leucosomes anatectiques; Wodicka et al., 2004). La gneissosité et les plis P_2 et P_3 sont recoupés par des filons granitiques généralement à grains moyens à grossiers. Les structures D_3 ont été boudinées et recoupées par des zones de cisaillements ductiles, suivables sur des longueurs métriques à décamétriques, durant la phase de déformation D_4 . Des pegmatites se sont mises en place le long de certaines zones de cisaillement D_4 et au moins à une localité une faille de faible pendage et de vergence vers l'O a

été observée à l'E de l'indice « la route des brèches » (voir section 7.2.4). Les plis P_2 et P_3 sont repris par des plis ouverts d'axe N-S d'échelle régionale (P_5). La forme de dôme du complexe gneissique de Bondy est interprétée comme le résultat de la phase de plissement D_5 post-1.18 Ga et précédant la mise en place de la suite intrusive de Chevreuil (Harris et al., 2001). Les plis P_2 à P_5 n'ont pas formé de foliation pénétrative. Ils sont interprétés comme ayant résulté d'une contraction ou d'une extension E-O subhorizontale suite à un effondrement orogénique ou à un amincissement lithosphérique après l'épaississement maximal de la croûte (Harris et al., 2001). Des plis tardifs ouverts, de plan axial ENE postdatant la mise en place des intrusions de la suite intrusive de Chevreuil déforment à la fois le complexe gneissique de Bondy et le groupe de Sourd (D_8 dans Harris et al., 2001). À noter que des cristaux de monazite interprétés comme métamorphiques ont donné des âges entre 1.18 et 1.14 Ga (Boggs et al., 1994; Boggs, 1996; Corriveau et van Breemen, 2000) et que des dates sur zircons dans les gneiss ont parfois enregistré une rééquilibrage autour de 1.15-1.13 Ga (Wodicka et al., 2004).

7.2.4. Aperçu des principaux indices de minéralisation

Une étude complémentaire à celles de Corriveau (sous presse), Blein et al. (2004) et Fu et al. (2003) est en cours sur la géochimie et la pétrologie des zones d'altération et de minéralisation présentes dans la partie N du complexe gneissique de Bondy (voir quelques résultats préliminaires dans Antonoff et al., 2009). Seulement une présentation sommaire des principaux indices de minéralisation étudiés sera effectuée dans cette étude.

L'indice « EM1 » a été décapé durant l'été 2008 (Figure 7.2 et Figure 7.3a) et comporte une série de gneiss alumineux à quartz, silicate d'alumine (sillimanite pseudomorphant la kyanite) et sulfures (pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, cubanite) avec ou sans feldspath potassique; des niveaux de sillimanite avec localement de la pyrrhotite, de chalcopyrite, cubanite et de pyrite; des gneiss silicifiés à sulfure (pyrite, pyrrhotite); des gneiss à feldspath potassique, quartz et sulfures et des gneiss quartzofeldspathiques à biotite, grenat et pyrite (Antonoff et al., 2009; Figure 7.3a, b); et des gneiss nodulaires à orthopyroxène, biotite, quartz, sillimanite et sulfures (pyrite, pyrrhotite). Une gneissosité de direction approximative 220° et de pendage 80° NO affecte ces roches. Une zone mylonitique métrique avec une orientation similaire démontrent un mouvement inverse déterminé par les critères cinématiques. À partir des données géochimiques préliminaires (Antonoff et al., 2009), les zones minéralisées de l'indice « EM1 » semblent être associées à deux types d'altération hydrothermale pré-métamorphique, une

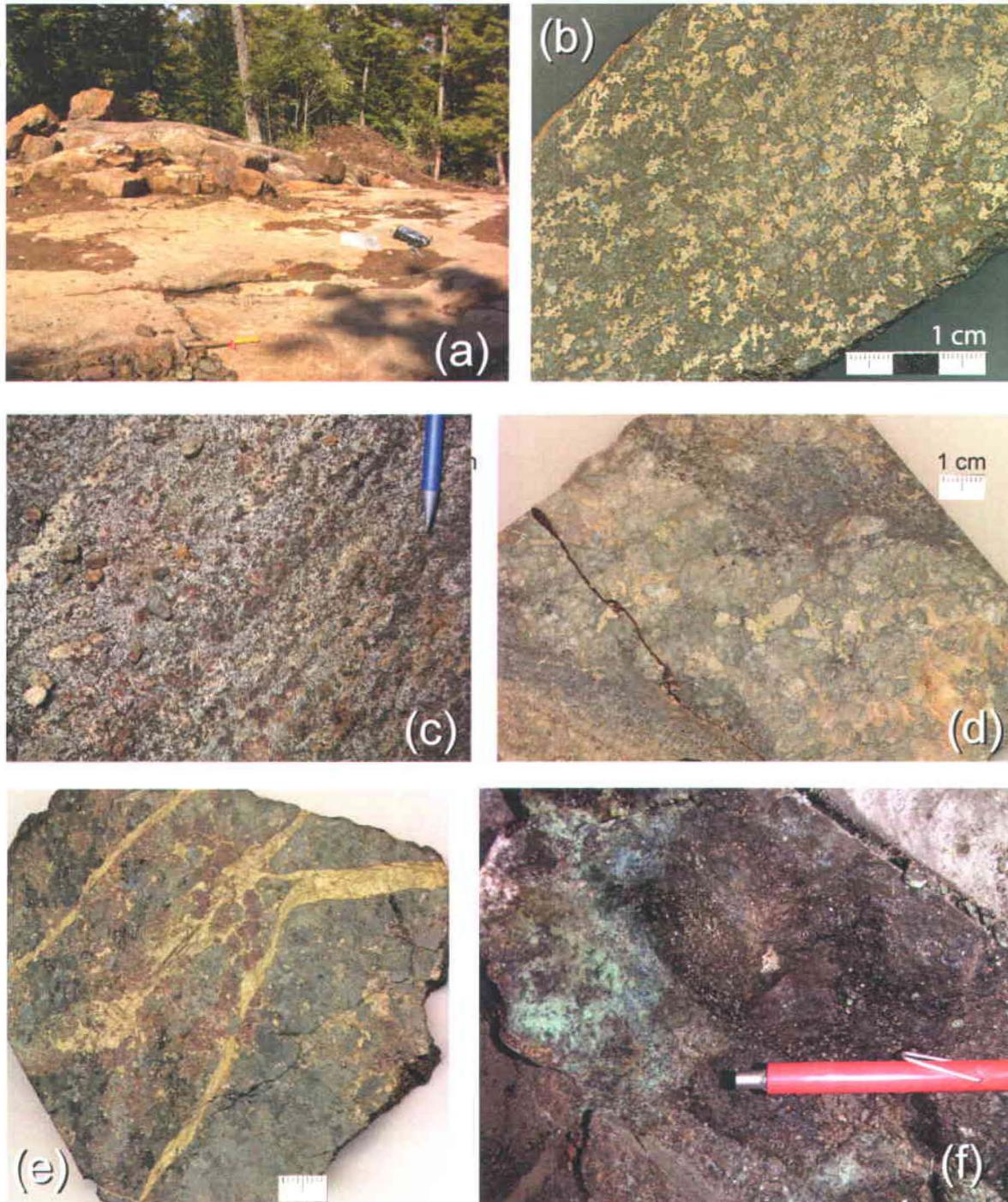


Figure 7.3 : (a) Vue globale de l'indice « EM1 » suite au décapage de l'affleurement. (b) gneiss à silicate d'alumine – quartz – feldspath potassique très riche en pyrite, pyrrhotite et cubanite. (c) Lithologie principale de l'indice « Lac Harvey » : gneiss quartzofeldspathique à biotite et grenat riche en magnétite. (d) Niveaux de quartz et feldspath potassique à texture bréchique non magnétique riche en pyrite et en chalcopyrite à l'indice « Lac Harvey ». (e) Minéralisation typique de l'indice « Lac Bing » composée de pyrite et de chalcopyrite disséminées, en veines et en inclusions dans une roche calco-silicatée riche en clinopyroxène et en grenat à grains grossiers. (f) Malachite, systématiquement présente dans les roches riches en chalcopyrite de l'indice « Lac Bing ».

altération argillique avancée et une altération potassique-ferreuse superposée telles que l'on retrouve dans les systèmes de minéralisation de type épithermaux acides. L'indice « EM1 » fait partie du système hydrothermal métamorphisé (Figure 7.2) et pourrait correspondre (Corriveau, communication personnelle) aux zones épithermales présentes en périphérie des systèmes IOCG tels que celles de la région de Port Radium-Echo Bay dans la zone magmatique du grand lac de l'Ours (Mumin et al., 2010). Des teneurs anormales en or ont également été trouvées à environ 500 m au NE de l'indice « EM1 » (e.g. affleurement 4378, Tableau 4 dans Corriveau, sous presse) dans des roches du même type.

L'indice « Lac Harvey » (Figure 7.2) est essentiellement composé de gneiss potassique à quartz, feldspath potassique, pyrite, pyrrhotite et magnétite, de gneiss quartzofeldspathiques à biotite, grenat et magnétite (Figure 7.3c) et de niveaux composés de quartz et feldspath potassique à texture bréchique non magnétique et enrichis en pyrite et en chalcopryrite (Figure 7.3d). Les gneiss de cet indice sont caractérisés par une gneissosité de direction 190° et de pendage 75° O. À proximité de cet indice, on retrouve des niveaux de grenatite riche en biotite et de gneiss à biotite-grenat-orthopyroxène (affleurement 2401; Tableau 3 dans Corriveau, sous presse). Cette zone minéralisée pourrait correspondre (Corriveau, communication personnelle) à celle que l'on retrouve en association aux zones d'altération ferrifère et potassique typique des IOCG à magnétite tels que celles du gîte de NICO dans la zone magmatique du grand lac de l'Ours (Corriveau et al., 2010; Mumin et al., 2010).

L'indice « Lac Bing » est formé de cinq affleurements (Figure 7.2) qui se composent de pyrite, de chalcopryrite, bornite, chalcocite et magnétite disséminées, en veines et en inclusions (Figure 7.3e), avec de la magnétite et de la malachite (Figure 7.3f) dans une roche calco-silicatée riche en clinopyroxène et en grenat à grains grossiers avec une gneissosité de direction 345° et de pendage 75° E (dont l'affleurement 6054, Tableau 3 dans Corriveau, sous presse). Les affleurements minéralisés sont alignés au niveau régional sur une distance de 800 m suivant une direction 015° à la limite entre un secteur fortement magnétique et un secteur faiblement magnétique (Dufrechou et al., 2008). La nature de la minéralisation de l'indice « Lac Bing » n'est pas clairement établie, mais pourrait correspondre à un skarn métamorphisé (Antonoff, communication personnelle).

L'indice « la route des brèches » (Figure 7.2) se distingue par la présence de plusieurs couloirs de déformation fragile-ductile qui recoupent la gneissosité des gneiss encaissant. Les gneiss, leurs leucosomes et les filons granitiques sont localement bréchifiés formant des porphyroclastes de leucosomes massifs, peu à fortement recristallisés avec bordures

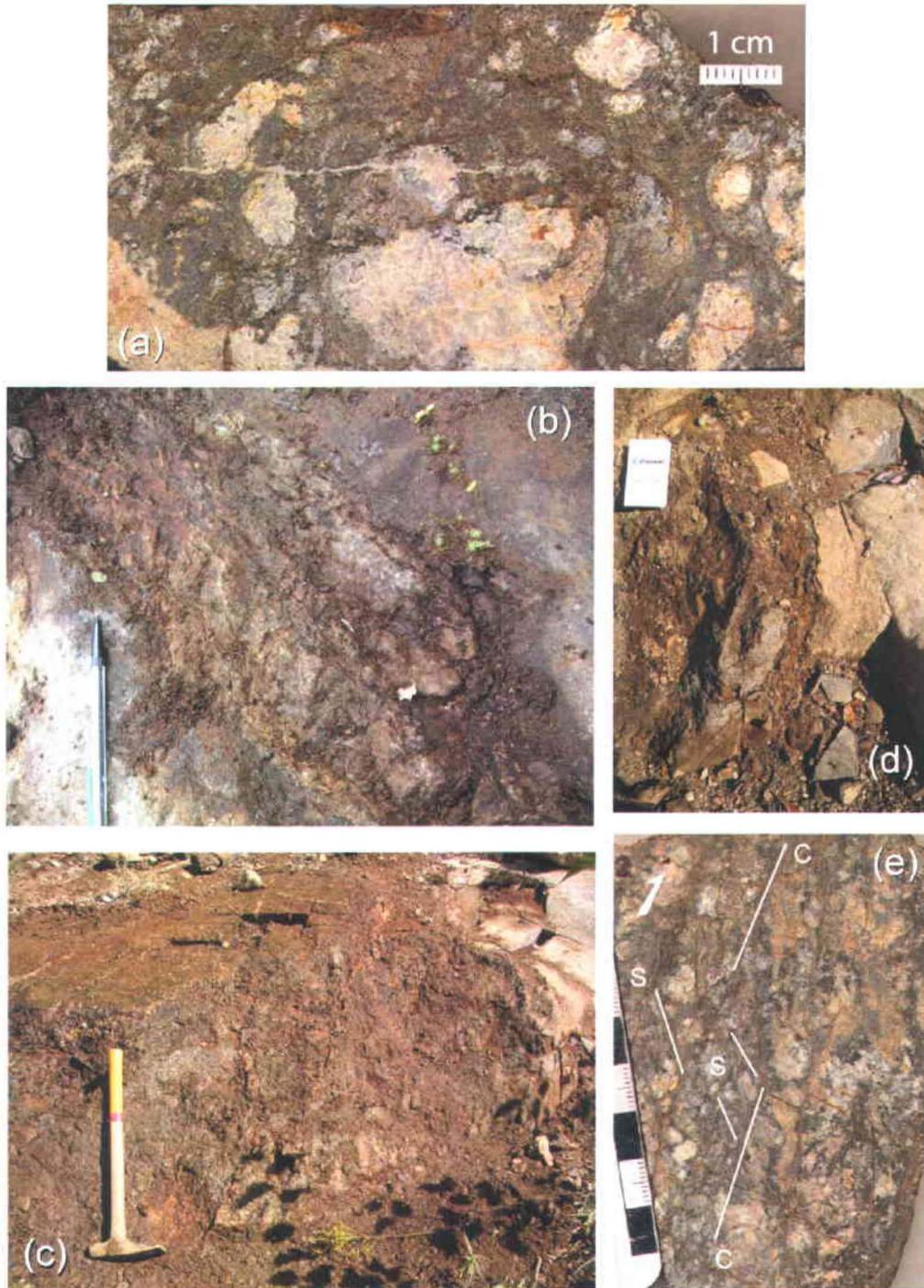


Figure 7.4 : Indices « la route des brèches : (a) Échantillon de brèche caractérisé par une forte concentration en magnétite et en biotite entre les porphyroclastes et fragments quartzofeldspathiques et de filons pegmatitiques. (b) Couloir de déformation bréchique décimétrique. (c) Contact entre une zone de déformation bréchique et la roche encaissante marqué par un cisaillement fragile-ductile. (d) Couloir de déformation bréchique associé à un système de cisaillements anastomosés fragiles-ductiles de puissance centimétrique. (e) Échantillon de roche bréchique coupé parallèlement à la linéation d'étirement de direction 008° N et de plongement de 70° et perpendiculairement au plan de cisaillement. Les structures C-S indiquent un mouvement inverse.

irrégulières (Figure 7.4a). La matrice des brèches est riche en biotite ainsi qu'en magnétite à grains fins qui est parfois massive (Figure 7.4a). Les zones magnétifères contiennent localement de la pyrite, de la chalcopyrite, de la cubanite et des grenats. Ces corridors, de largeur variant entre 50 cm (Figure 7.4b) et 3 m (Figure 7.4c), sont bordés et recoupés par un système de petits cisaillements plus fragiles anastomosés, de pendage variable, n'excédant pas 10 cm de large. Ces couloirs de brèches sont associés à une déformation fragile-ductile (Figure 7.4d) qui se fait suivant un plan de cisaillement de direction 230° et de pendage de 76° NO (Figure 7.4e) suivant une linéation d'étirement de direction 008° de plongement de 70° . Les structures S-C indiquent un mouvement global inverse (Figure 7.4e).

7.3. Données aéromagnétiques, filtres et rehaussements

La grille aéromagnétique couvrant la partie N du complexe gneissique de Bondy (Figure 7.5) a été réalisée par Fugro Airborne Surveys (2007). Le levé a été effectué entre le 18 juillet et le 15 août 2007. Le levé comprend 131 lignes de vol E-O espacées de 125 m et de cinq lignes de vol N-S espacées de 5000 m sur une distance totale de 1195 km.

L'angle Tilt (Miller et Singh, 1994; Verduzco et al., 2004; Cooper et Cowan, 2006, 2008; Salem et al., 2007; Pilkington et Keating, 2009) du champ magnétique total (Figure 7.6a) améliore les détails attribuables aux contacts et aux structures dans les données du champ magnétique total et est applicable aussi bien aux sources peu profondes, que profondes. L'interprétation des linéaments aéromagnétiques est basée sur l'angle Tilt du champ magnétique total pour identifier des structures proches de la surface. L'interprétation des linéaments profonds a été faite à partir de la composante profonde du champ magnétique (≥ 500 m de profondeur ; Figure 7.7), séparée de la composante superficielle à l'aide du spectre de puissance (c.à.d « *Pseudo-depth slicing* » dont la méthode est expliquée par Getech, 2007), à partir duquel l'angle Tilt a été calculé (Figure 7.8a). La composante profonde permet de visualiser la signature magnétique attribuable aux roches en profondeur et ainsi d'identifier des structures qui n'affleurent pas.

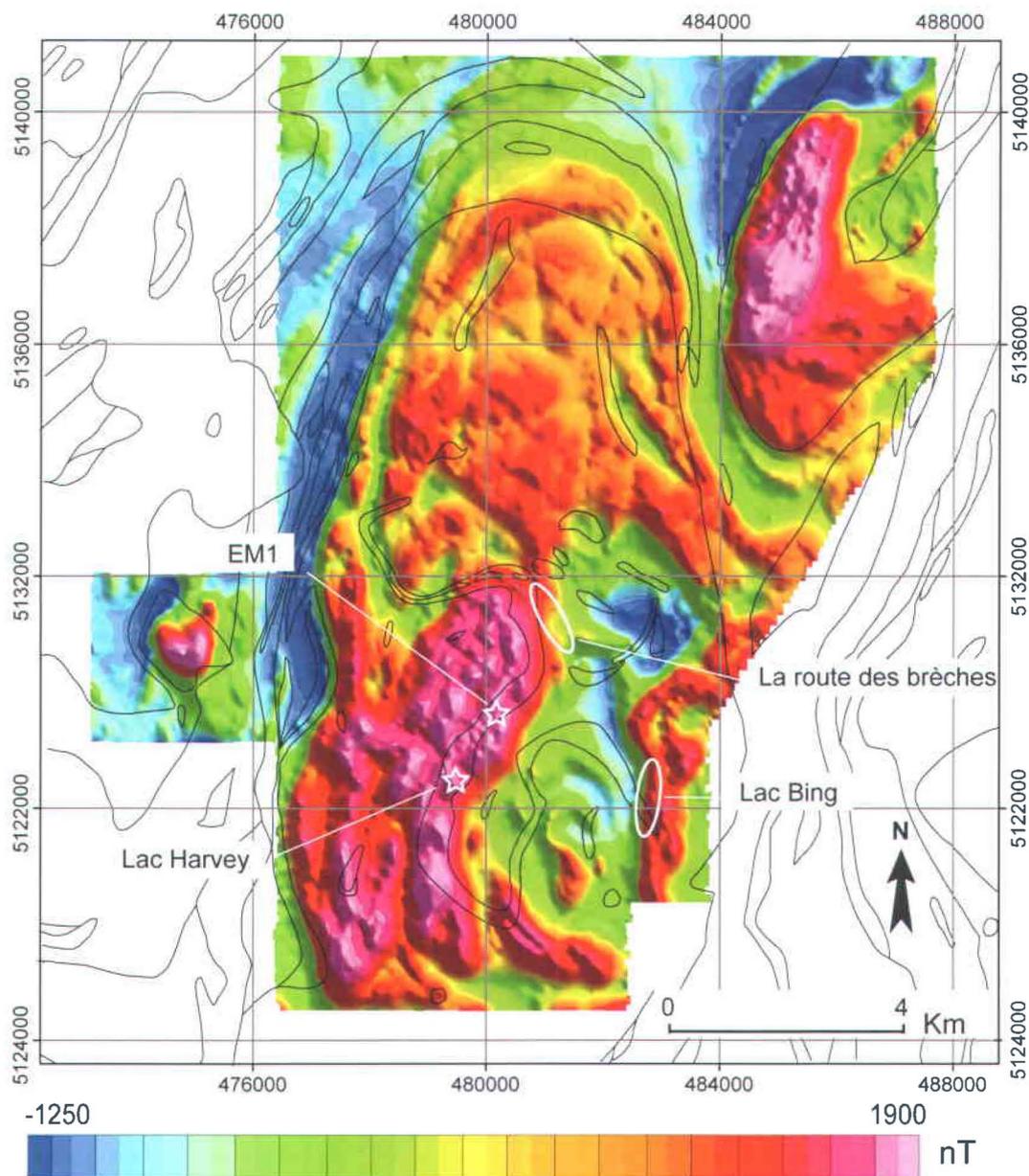


Figure 7.5 : Carte lithologique simplifiée de la partie N du complexe gneissique de Bondy, modifiée à partir de Corriveau et Jourdain (2000), superposée sur le champ magnétique total et montrant la position des principaux indices de minéralisation.

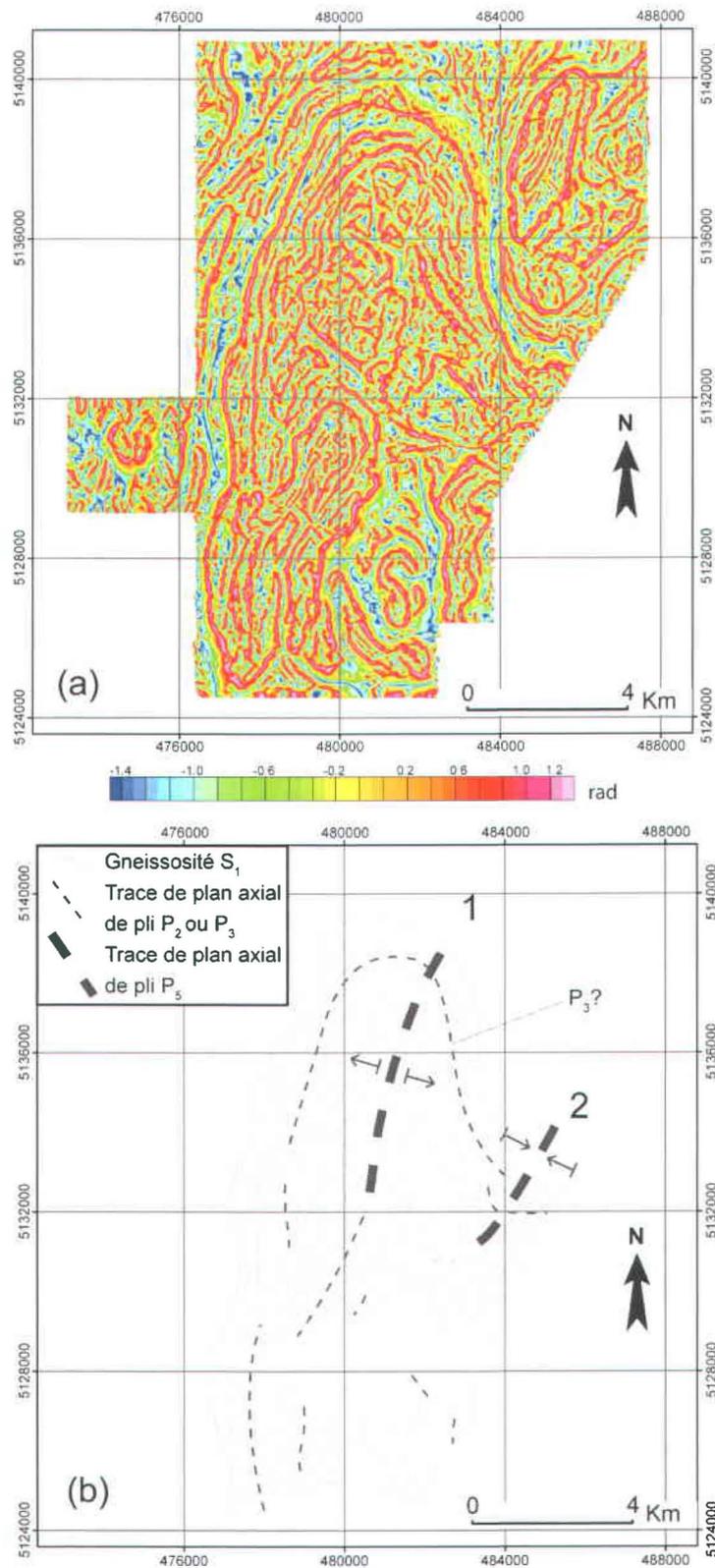


Figure 7.6 : (a) Angle Tilt du champ magnétique total. (b) Schistosité S_1 et principales traces de plan axial de plis régionaux interprétées à partir de l'angle Tilt du champ magnétique total.

7.4. Étude de linéaments

7.4.1. Gneissosité et plissement

La gneissosité S_1 est généralement subparallèle aux rares litages potentiellement primaires observés, par conséquent la majorité des différents contacts magnétiques rehaussés par l'angle Tilt du champ magnétique total (Figure 7.6a) peuvent être interprétés comme parallèles à la gneissosité S_1 , qui a ainsi pu être tracée dans la partie N du complexe gneissique de Bondy (Figure 7.6b).

La gneissosité S_1 comporte plusieurs changements d'orientation résultant des phases de plissement postdatant la gneissosité (voir Harris et al., 2001). Pour ne pas surcharger la Figure 7.6b seulement quelques traces des plans axiaux de pli P_2 et P_3 ont été tracés mais plusieurs autres traces de plan axial de pli de petite longueur d'onde (≤ 1 km) sont aussi identifiables. Il n'est toutefois pas possible à partir de ces données de différencier avec certitude les plis résultant de D_2 et ceux résultant de D_3 .

Au N du complexe, les unités de quartzite et de gneiss quartzitique du groupe de Sourd sont intercalées tectoniquement et plissées lors de la phase de déformation D_3 (Harris et al., 2001). Dans la partie N du complexe, une trace de plan axial d'un pli isoclinal est subparallèle à la bordure N du complexe et aux unités du groupe de Sourd, laissant présager qu'il s'agit d'un pli P_3 (Figure 7.6b).

Deux traces de plan axial de pli de longueur d'onde plurikilométrique NNE-SSO sont interprétées à partir de la distribution des plans de gneissosité S_1 et semblent plisser la trace de plan axial du pli P_3 dans la partie N du complexe (pli 1 et pli 2; Figure 7.6a, b). Le pli 1 a préalablement été documenté à l'échelle régionale et correspond à un antiforme N-S de la phase de déformation D_5 , droit, ouvert, de longueur d'onde plurikilométrique qui reprend les gneiss de la marge du complexe ainsi que les quartzites et gneiss quartzitiques du groupe de Sourd à la bordure N du complexe (Harris et al., 2001). La trace du plan axial du pli 2 est parallèle et située à environ 3 km au SE de la trace du plan axial du pli 1. Le pli 2 est interprété comme un pli de la phase de déformation D_5 , étant situé à côté et parallèle à la trace de plan axial du pli 1, il pourrait s'agir d'un synforme ouvert de longueur d'onde kilométrique.

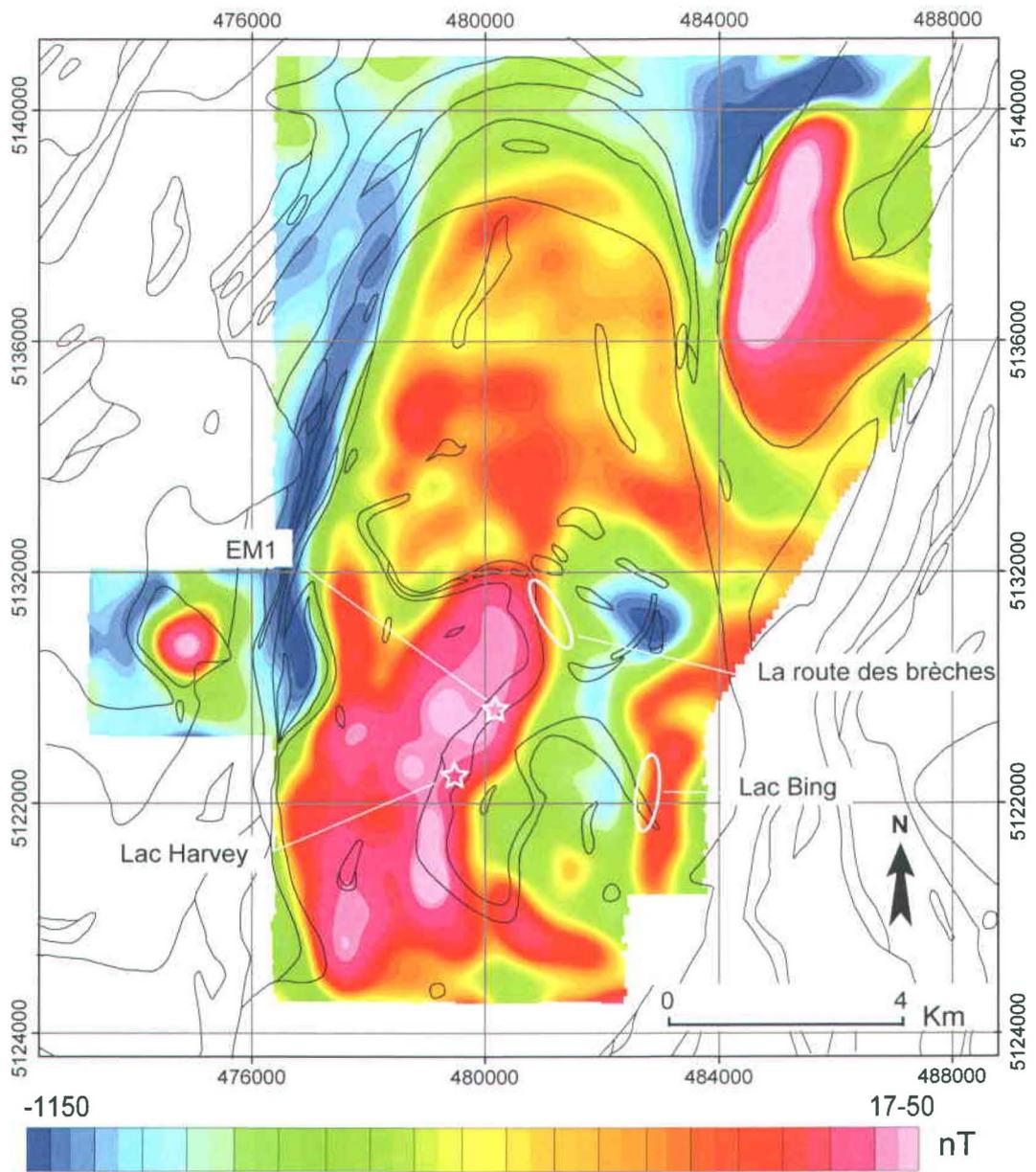


Figure 7.7 : Carte lithologique simplifiée de la partie N du complexe gneissique de Bondy, modifiée à partir de Corriveau et Jourdain (2000), superposée sur la grille de la composante profonde (≥ 500 m) du champ magnétique total et montrant la position des principaux indices de minéralisation.

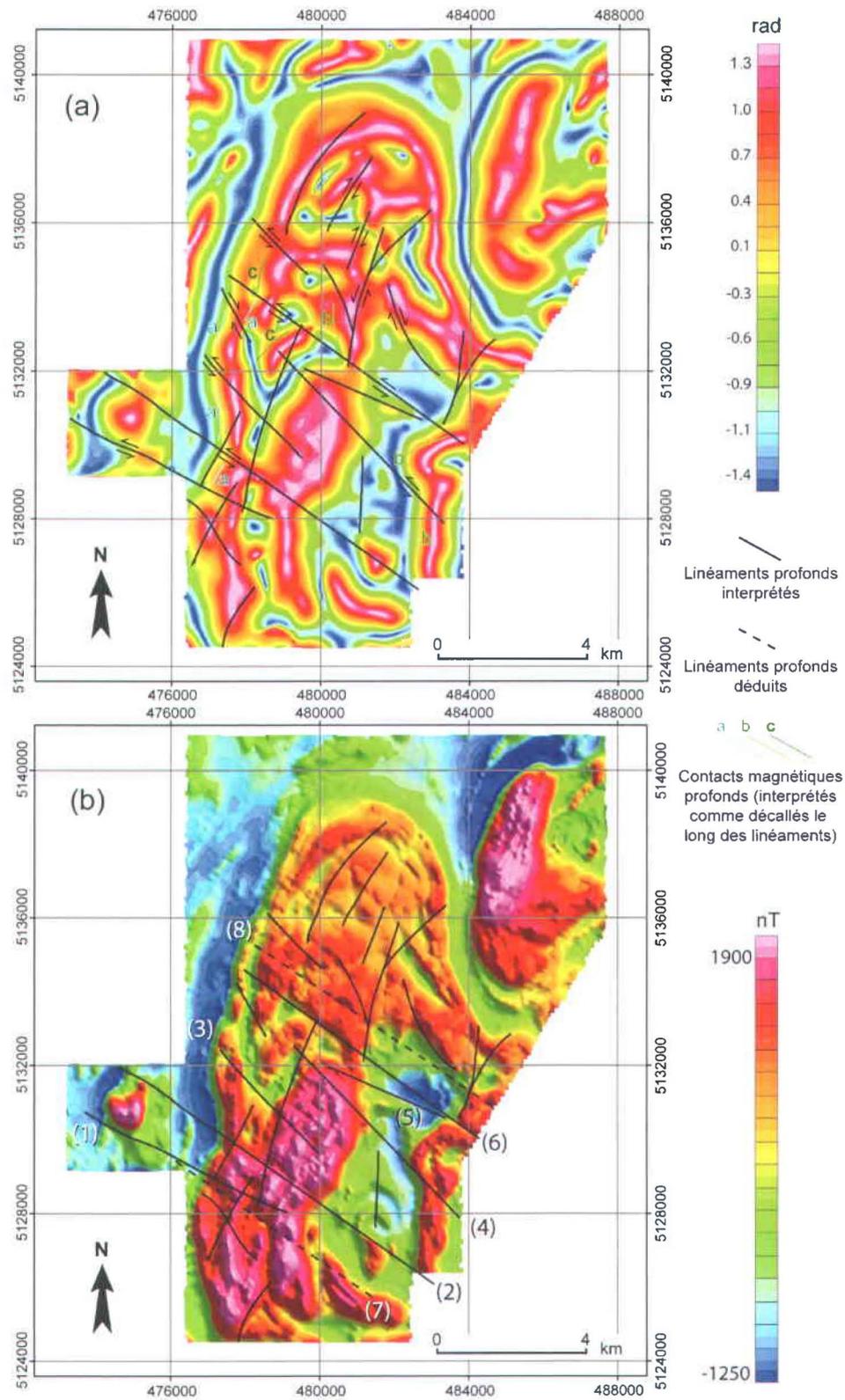


Figure 7.8 : (a) Linéaments profonds montrant les décalages apparents des contacts magnétiques profonds superposés sur la grille de l'angle Tilt de la composante profonde du champ magnétique total. (b) Linéaments profonds superposés sur la grille du champ magnétique total.

7.4.2. Structures profondes

Les linéaments profonds ont été interprétés à partir de l'angle Tilt de la composante profonde du champ magnétique total (Figure 7.8a), où ils marquent des discontinuités nettes, droites ou légèrement courbes et de longueurs de 2 km à plus de 8 km qui recoupent les contacts magnétiques rehaussés par l'angle Tilt (marqués par des hauts magnétiques; Figure 7.8a). Les linéaments profonds (Figure 7.8 et Figure 7.9) sont groupés en linéaments NO-SE subparallèles au linéament de Mont-Laurier et en linéaments NNE-SSO.

Des contacts magnétiques en profondeur sont décalés le long des linéaments profonds (p. ex. les contacts a, b et c in Figure 7.8a). Les décalages apparents interprétés le long des linéaments subparallèles au linéament de Mont-Laurier sont majoritairement senestres, alors que les décalages apparents interprétés le long des linéaments NNE-SSO sont principalement dextres (Figure 7.8a). Ces décalages témoignent de composantes décrochantes et permettent d'interpréter ces linéaments profonds comme des cisaillements et non pas comme des discontinuités d'un autre ordre (ex : dykes, etc.). Ces cisaillements profonds sont aussi clairement identifiables sur la carte du champ magnétique total, où ils marquent la limite de domaines de magnétisme contrastés et des creux magnétiques continus (Figure 7.8b). Cependant plusieurs ne semblent pas décaler les unités magnétiques en surface (Figure 7.8b).

Les cisaillements profonds subparallèles au linéament de Mont-Laurier les plus longs (Figure 7.8) sont nommés à partir de lacs avoisinants et définis du SO au NE comme :

(1) le cisaillement de Chauvin qui recoupe l'O du complexe gneissique de Bondy et se prolonge vers le NO dans le groupe de Sourd. Une prolongation vers le SE n'est pas établie;

(2) le cisaillement de Fontoy qui recoupe l'ensemble du complexe gneissique de Bondy et se prolonge vers le NO dans le groupe de Sourd. Une prolongation vers le SE n'est pas établie;

(3) le cisaillement de Cloutier qui est restreint au complexe gneissique de Bondy, dans la partie O du levé;

(4) le cisaillement de Waverly qui est restreint au complexe gneissique de Bondy;

(5) le cisaillement du Lac Hull qui est restreint à la partie E du complexe gneissique de Bondy;

(6) le cisaillement de Raquette qui recoupe l'ensemble du complexe gneissique de Bondy. Une prolongation à l'extérieur du complexe n'est pas établie.

Deux linéaments NO-SE au SO du linéament de Fontoy (linéament (7) sur la Figure 7.8b) et au NE du cisaillement de Raquette (linéament (8) sur la Figure 7.8b) sont identifiables sur le champ magnétique total par des creux magnétiques continus (Figure 7.8b). Leurs traces sur le champ magnétique total sont similaires à celles des cisaillements de Raquette et de Fontoy. Bien que ces linéaments n'aient pas été identifiés à l'aide de la composante profonde du champ magnétique total, ils pourraient également marquer deux cisaillements profonds, et sont définis comme :

(7) le cisaillement de Fappier qui recoupe l'ensemble du complexe gneissique de Bondy et se prolonge vers le NO dans le groupe de Sourd, où il rejoint le cisaillement de Chauvin au SE d'un pluton de gabbro de la suite intrusive de Chevreuil (Figure 7.8b);

(8) le cisaillement de Cécile qui recoupe l'ensemble du complexe gneissique de Bondy. Une prolongation dans vers le NO dans le groupe de Sourd n'est pas établie (Figure 7.8b).

Les décalages apparents de contacts magnétiques en profondeur interprétés le long des cisaillements subparallèles au linéament de Mont-Laurier sont de longueurs variables, la majorité est de moins de 1 km (voir décalage des contacts magnétiques a, b et c; Figure 7.8a). Des décalages apparents senestres plus importants de 3.5 km (contact b; Figure 7.8a) et de 1.5 km (contact c; Figure 7.8a) sont interprétés le long du cisaillement de Raquette. Cette différence de décalage apparent le long du cisaillement de Raquette suppose que le déplacement n'a pas été exclusivement décrochant, et implique une composante verticale. Le mouvement vertical et décrochant le long du cisaillement de Raquette a pu être contemporains ou résulter de deux réactivations.

Les plus longs cisaillements subparallèles au linéament de Mont-Laurier avec un mouvement apparent senestre sont concentrés dans un couloir d'environ 6 km de large entre les cisaillements de Chauvin-Fappier et de Cécile. Ce couloir est orienté parallèlement au linéament de Mont-Laurier et est localisé à l'échelle régionale au niveau de la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud (Figure 7.1b). De plus, les décalages apparents le long des cisaillements subparallèles au linéament de Mont-Laurier sont essentiellement senestres comme celui de la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud. On propose donc que les zones de cisaillement de Chauvin-Fappier et de Cécile délimitent un couloir dominé par des mouvements décrochant dans le complexe gneissique de Bondy qui correspond à la zone de cisaillement à dominance senestre de Mont-Laurier Sud (Figure 7.9).

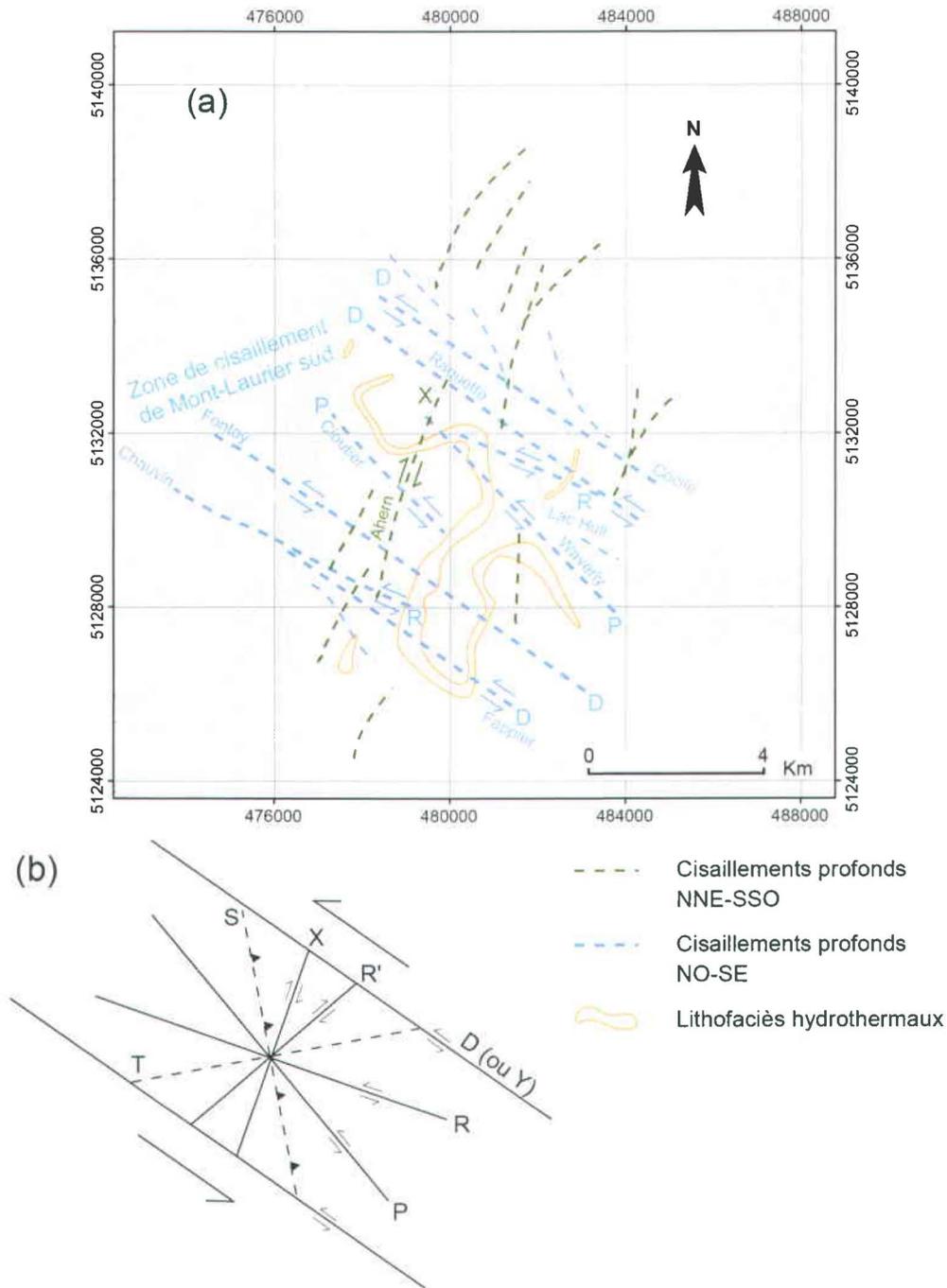


Figure 7.9 : (a) Type et le mouvement le long des cisaillements secondaires profonds interprétés à partir du champ magnétique total et de l'angle Tilt de la composante profonde du champ magnétique total (Figure 7.8) et composant la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud, superposé sur la carte lithologique simplifiée de la partie N du complexe gneissique de Bondy modifiée à partir de Corriveau et Jourdain (2000). (b) Nomenclature, orientation et mouvement des cisaillements secondaires d'un décrochement senestre, modifiée de Riedel (1929) et Bartlett et al. (1981).

L'organisation et le développement de cisaillements secondaires formant différents angles avec la direction générale de la zone de cisaillement principale ont été documentés à de nombreuses reprises à partir de modèles physiques de zones de décrochement (p. ex. Riedel, 1929; Cloos, 1955; Tchalenko, 1970; Wilcox et al., 1973; Bartlett et al., 1981). Les différents cisaillements secondaires d'une zone de décrochement senestre (Figure 7.9b) sont les cisaillements principaux senestres D (ou Y) qui sont parallèles à la direction principale de la zone de cisaillement, les cisaillements synthétiques senestres R et P formant un angle de 15° avec les cisaillements D, les cisaillements antithétiques dextres R' et X formant un angle de 75° avec les cisaillements D, les zones de dilatation T formant un angle de 45° avec les cisaillements D et les structures compressives S formant un angle de 45° avec les cisaillements D (Bartlett et al., 1981). Plusieurs cisaillements sont localisés entre les cisaillements de Chauvin-Fappier et de Cécile dans la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud et s'intègrent dans un modèle de type Riedel. Les cisaillements de Chauvin-Fappier et de Cécile limitent la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud et sont parallèles à la direction principale de la zone de cisaillement. Pour cette raison les cisaillements de Chauvin-Fappier et Cécile sont interprétés comme des cisaillements D. En se basant sur la relation angulaire entre les cisaillements D de Chauvin-Fappier et de Cécile et les cisaillements situés dans la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud (Figure 7.9a), on interprète :

- Les cisaillements de Fontoy et Raquette, parallèle au cisaillement de Chauvin-Fappier et Cécile, comme des cisaillements D senestres.
- Les cisaillements de Cloutier et Waverly comme des cisaillements P senestres.
- Le cisaillement du Lac Hull et la partie E du cisaillement de Chauvin comme des cisaillements R senestres.
- Le cisaillement NNE-SSO qui joint le cisaillement de Chauvin, à celui de Raquette, nommé le cisaillement d'Ahern, comme un cisaillement antithétique conjugué X dextre.

Les cisaillements profonds NNE-SSO à l'extérieur du couloir de cisaillement de Mont-Laurier Sud sont globalement plus courts que les linéaments subparallèles au linéament de Mont-Laurier et sont confinés dans le complexe gneissique de Bondy, principalement au N de la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud (Figure 7.9). Ces cisaillements ne sont pas visibles sur la carte du champ magnétique total (Figure 7.8b). L'orientation par rapport au cisaillement D et le mouvement dextre apparent des cisaillements NNE-SSO suggèrent qu'ils pourraient correspondre à des cisaillements X. Ces cisaillements NNE-SSO sont localisés à l'échelle

régionale dans le corridor de cisaillement de Mont-Laurier (Figure 7.1b), ce qui suppose que la déformation s'y est faite en profondeur le long de cisaillements antithétiques dextres de type X.

Alternativement, la formation de kinks senestres est associée au développement de cisaillements antithétiques dextres (Dewey 1965). Or dans le cas du mégakink de la CMB-Q ces cisaillements sont orientés approximativement N-S. Les cisaillements NNE-SSO sont subparallèles à la direction structurale et lithologique dominante dans le mégakink de la CMB-Q tel qu'interprété dans le chapitre 5. Les cisaillements dextres NNE-SSO identifiés dans le complexe gneissique de Bondy pourraient donc correspondre à des cisaillements antithétiques dextres résultant de la formation du mégakink de la CMB-Q.

7.4.3. Structures superficielles

Les linéaments superficiels ont été interprétés à partir du champ magnétique total (Figure 7.10a) et de l'angle Tilt du champ magnétique total (Figure 7.10b).

7.4.3.1. Cisaillements ductiles

Ils correspondent à des creux magnétiques ou à la limite entre des domaines magnétiques contrastés sur le champ magnétique total (Figure 7.10a). Ils sont subparallèles à la gneissosité S_1 au niveau de la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud (partie S du levé), alors qu'ils recoupent la gneissosité au N de cette zone (partie N du levé) (Figure 7.10b). Les plus longs linéaments aéromagnétiques atteignent 8 km de longueur et sont localement plissés (Figure 7.10). Plusieurs affleurements situés le long de ces linéaments ont été étudiés durant les campagnes de terrains (Figure 7.11).

Un couloir de cisaillement mylonitique de 3-4 m de large (Figure 7.11b), de direction 223° , de pendage 72° NO avec un mouvement dominant inverse (interprété à l'aide de fabriques C-C' caractérisées en laboratoire à partir de blocs orientés) affleure à l'indice « EM1 » (Figure 7.3 et Figure 7.11c). Cette zone de mylonite est parallèle à, et située à proximité, d'un long linéament que l'on interprète comme l'expression magnétique de cette zone mylonitique et que l'on nomme le cisaillement de Harvey (Figure 7.11a). Le linéament se poursuit à proximité de l'indice « Lac Harvey » et bien qu'aucun cisaillement n'y ait été observé, la gneissosité y est

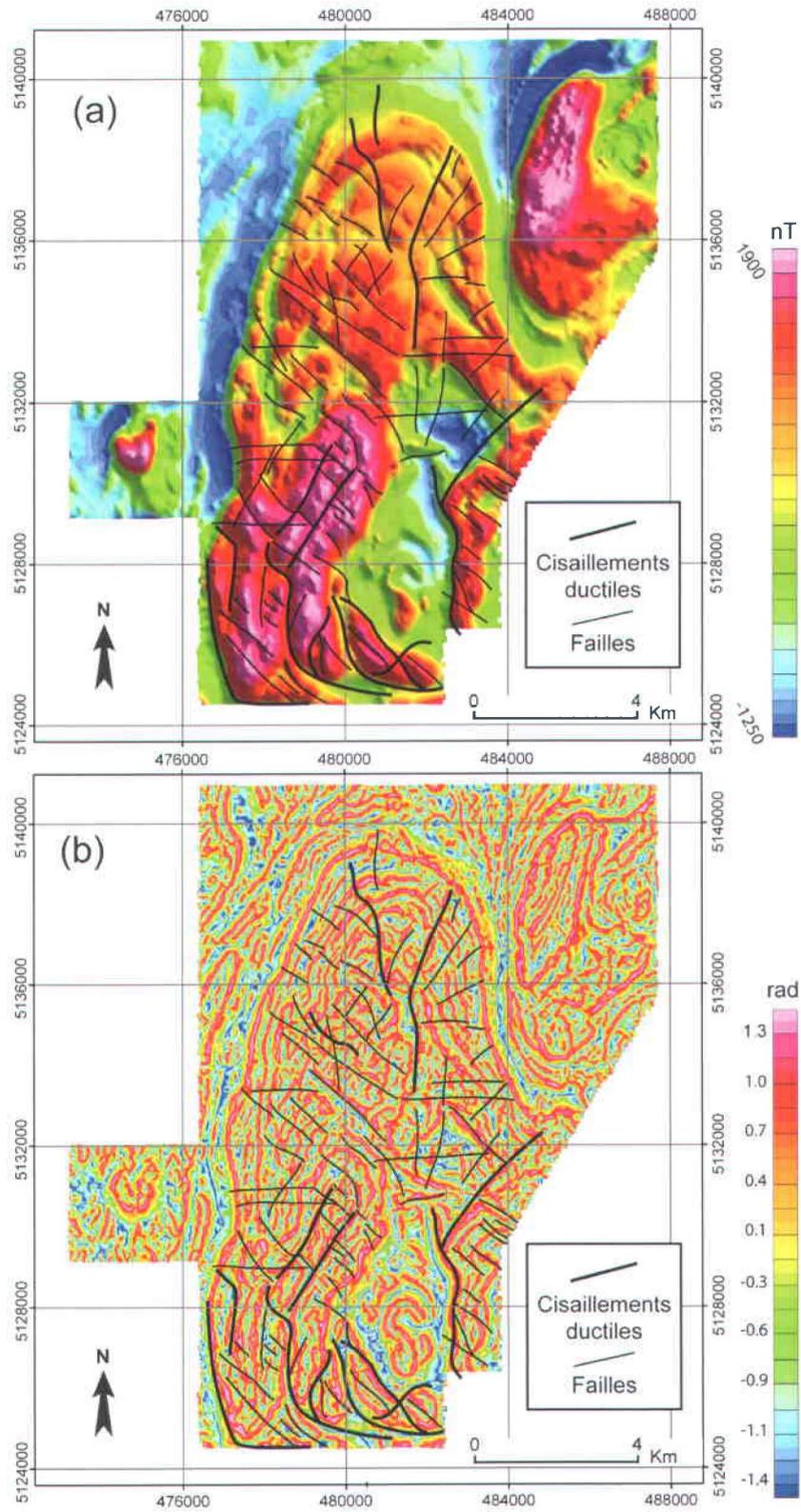


Figure 7.10 : Linéaments aéromagnétiques interprétés à partir de l'angle Tilt du champ magnétique total superposé sur (a) le champ magnétique total et (b) l'angle Tilt du champ magnétique total.

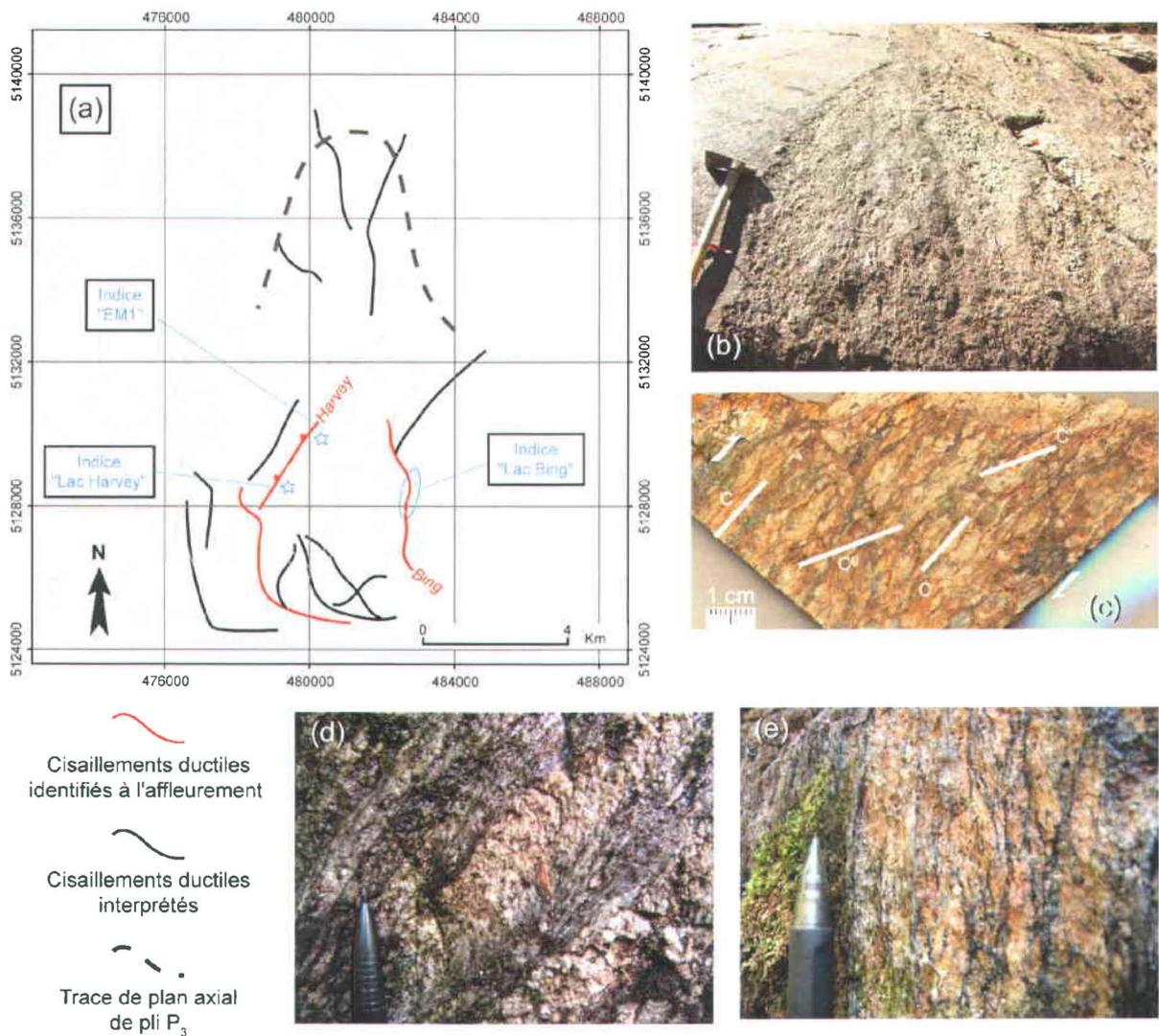


Figure 7.11 : (a) Carte lithologique simplifiée de la partie N du complexe gneissique de Bondy, modifiée à partir de Corriveau et Jourdain (2000) montrant les plus longs linéaments de la Figure 7.10, les principaux indices minéralisés ainsi que l'axe de pli P_3 . (b) Cisaillement de Harvey observé à l'affleurement suite au décapage de l'indice « EM1 ». (c) Échantillon mylonitique de la zone de cisaillement de Harvey coupé perpendiculairement au plan de cisaillement et parallèlement à la linéation d'étirement de direction 010° N et de plongement 71° . Les fabriques C-C' indiquent un mouvement inverse. (d) Cisaillement ductile le long de la zone de cisaillement de Bing au N de l'indice « Lac Bing ». (e) Niveau mylonitique le long de la zone de cisaillement de Bing au S de l'indice « Lac Bing ».

subparallèle à la zone de cisaillement de Harvey (et similaire à celle de l'indice « EM1 ») qui est vraisemblablement masqué par la couverture végétale dans ce secteur.

Un long linéament comporte, au S et au N de l'indice « Lac Bing » (Figure 7.11a), plusieurs zones de mylonites subverticales orientées parallèlement au linéament (Figure 7.11d, e). Par conséquent, ce linéament est interprété comme un cisaillement ductile et nommé le cisaillement de Bing. Les indicateurs cinématiques observés à l'affleurement indiquent un mouvement dominant inverse. Comme pour l'indice « Lac Harvey », la zone mylonitique principale est probablement masquée par la couverture végétale.

Par analogie avec les linéaments où des zones mylonitiques ont été observées et malgré l'importante couverture végétale qui ne nous a pas permis d'observer des mylonites le long de chaque long linéament, ils sont ici interprétés comme des cisaillements ductiles.

Dans la partie N du complexe gneissique de Bondy, les cisaillements ductiles recoupent la gneissosité S_1 et la trace de plan axial de pli P_3 (Figure 7.8b), et sont par conséquent attribués à la phase de déformation D_4 de Harris et al. (2001). Certains cisaillements ductiles dans la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud sont parallèles à la gneissosité S_1 , ce qui implique, s'ils résultent eux aussi de la phase de déformation D_4 , qu'ils ont réactivés des horizons favorables dans la gneissosité.

7.4.3.2. Failles

Les linéaments courts et droits correspondent à des discontinuités nettes ou des bris de susceptibilité magnétique de longueur généralement inférieure à 3 km (Figure 7.10). Ils recoupent le grain magnétique et la gneissosité avec un angle généralement supérieur à 30° (Figure 7.10b). La gneissosité ne paraît pas plissée à l'échelle mégascopique le long de ces linéaments, par conséquent ils sont interprétés comme des failles postdatant le métamorphisme de haut grade (Figure 7.12).

Les failles NO-SE sont les plus nombreuses dans le complexe gneissique de Bondy (Figure 7.12). Elles sont subparallèles à la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud et pourrait résulter d'une réactivation d'anisotropies préexistantes associées à la déformation le long de la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud.

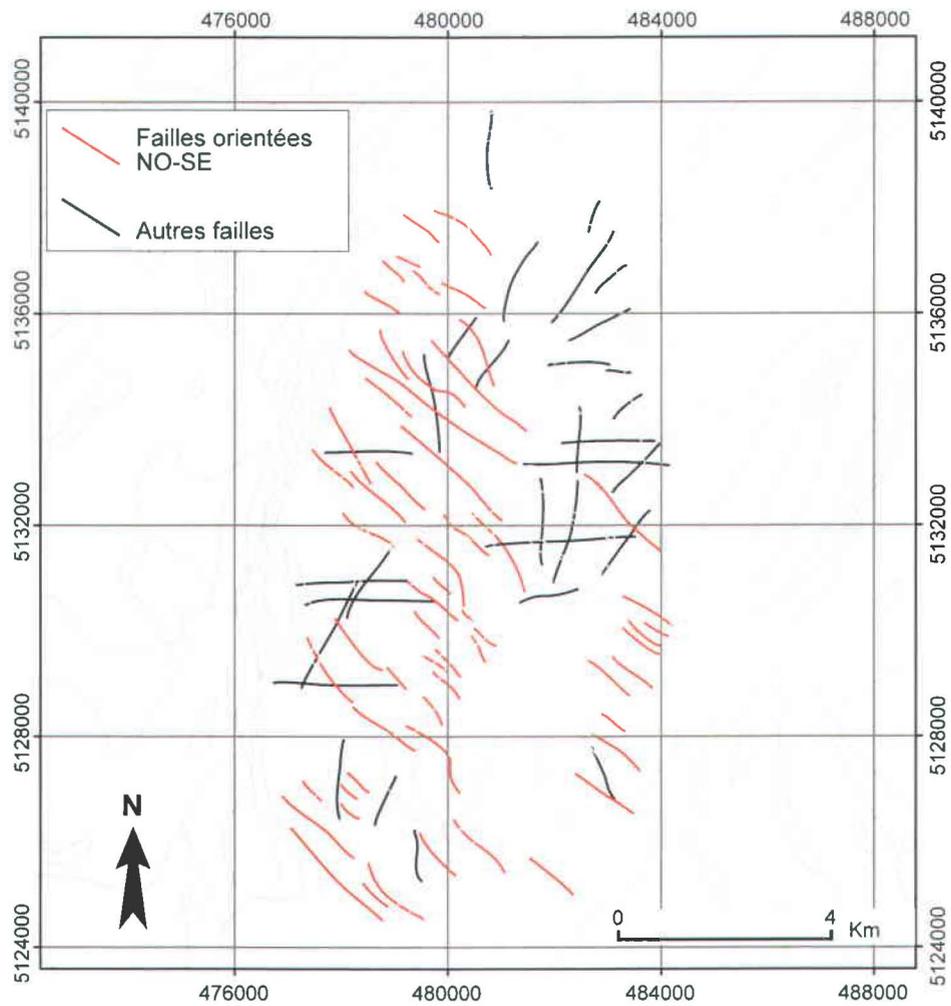


Figure 7.12 : Linéaments aéromagnétiques francs et courts de la Figure 7.8, superposés sur la carte lithologique simplifiée de la partie N du complexe gneissique de Bondy, modifiée à partir de Corriveau et Jourdain (2000).

Dans la partie N du complexe, les failles sont perpendiculaires à la bordure du complexe et à l'axe de pli P_3 (Figure 7.10 et Figure 7.12). Cette géométrie radiale, perpendiculaire à la bordure N du complexe peut s'expliquer par la formation de fentes d'extension de l'extrados lors de la phase de déformation D_5 . Une telle interprétation est cohérente avec le comportement globalement rigide du complexe gneissique de Bondy à partir de 1.17 Ga tel que documenté par Corriveau et van Breemen (2000).

7.5. Implication des structures profondes sur la mise en place de magmas

Suite à la réalisation d'un levé gravimétrique dans la partie N du complexe de Bondy, Dufréchoy et al. (Chapitre 6) ont identifié une anomalie gravimétrique positive résiduelle ovale, d'environ 4 km de long et de 3 km de large, englobant une partie du système d'altération hydrothermal métamorphisé (Figure 7.13a). L'interprétation privilégiée pour expliquer cette anomalie est la présence d'un pluton de gabbro de la suite intrusive de Chevreuil situé à environ 500 ou 3000 m de profondeur, qui aurait pu fournir la source des fluides et de chaleur lors de la formation des couloirs de déformation bréchique de l'indice « la route des brèches ». Cette anomalie gravimétrique résiduelle ovale est localisée à l'intérieur d'un couloir de 3.5 km de large formé par les cisaillements de Fontoy et de Raquette (Figure 7.13b). Cette anomalie gravimétrique se retrouve également dans un segment du système hydrothermal où les gneiss mésocrates riches en orthopyroxène, grenat et magnétite abondent. Pour cette raison Dufréchoy et al. (Chapitre 6) n'excluent pas l'alternative que cette anomalie puisse être reliée à des zones d'altération et de minéralisation de type IOCG, une possibilité qui, vu la faible couverture routière et d'affleurement dans ce secteur et le manque d'information sur l'évolution en profondeur des unités lithologiques et du système d'altération, n'est pas explorée en détail dans cette étude.

Les cisaillements de Chauvin-Fappier et Fontoy dans la partie S du levé sont les plus longs et se prolongent dans le domaine de Marbre à l'O du complexe. Ils forment un couloir de 1.5 km de large à l'intérieur duquel un gabbro de la suite intrusive de Chevreuil s'est mis en place à l'O du complexe (Figure 7.13b).

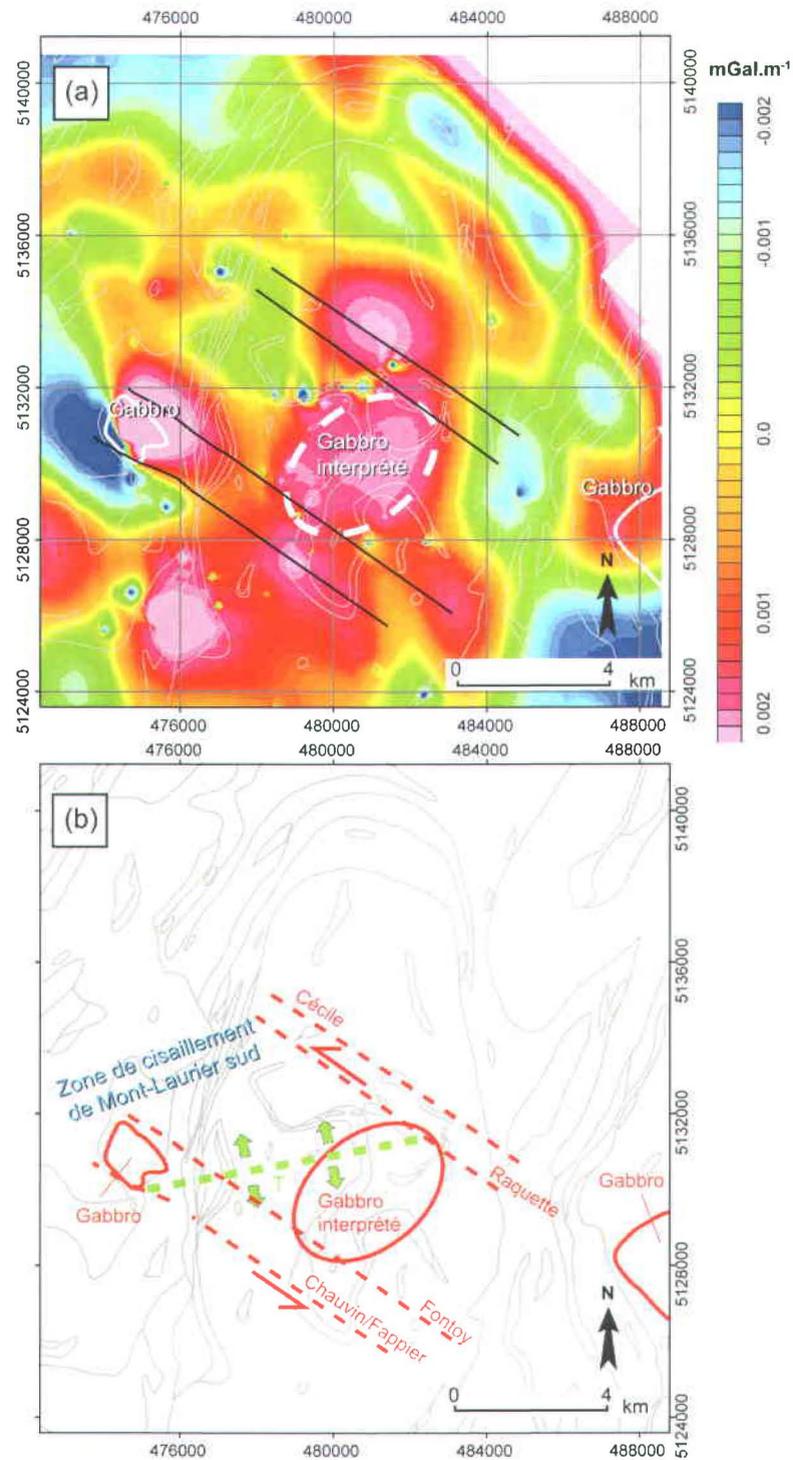


Figure 7.13 : (a) Carte lithologique simplifiée de la partie N du complexe gneissique de Bondy, modifiée à partir de Corriveau et Jourdain (2000), superposée sur la grille de la composante résiduelle de l'anomalie gravimétrique de Bouguer modifiée à partir de Dufrechou et al. (Chapitre 6), montrant l'association spatiale entre les plutons de gabbro de la suite intrusive de Chevreuil et les anomalies résiduelles gravimétriques positives dans le secteur couvert par le levé aéromagnétique. (b) Carte interprétative montrant le possible contrôle de la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud sur la mise en place des plutons de la suite intrusive de Chevreuil.

Les plutons de gabbro de la suite intrusive de Chevreuil connus ou interprétés à l'intérieur du levé aéromagnétique sont bordés par les cisaillements de type D de Chauvin-Fappier, Fontoy et Raquette. Par conséquent, la mise en place de ces intrusions a probablement été contrôlée par la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud. Un site préférentiel de mise en place des plutons de la suite intrusive de Chevreuil dans la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud pourrait être les zones en dilatation T (Figure 7.9b et Figure 7.13b). Dufréchoy et al. (Chapitre 5) propose que la mise en place des plutons de la suite intrusive de Chevreuil dans la CMB-Q soit contemporaine de la réactivation en profondeur des corridors de cisaillement régionaux de Roddick et de Mont-Laurier.

7.6. Contrôle structural de l'altération et de la minéralisation

D'après les connaissances actuelles, le système hydrothermal métamorphisé du complexe gneissique de Bondy est majoritairement circonscrit à l'intérieur de la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud (Figure 7.14 et Figure 7.15). À la lumière des connaissances sur les systèmes IOCG, un lien peut être suggéré entre la localisation de cette discontinuité lithosphérique et une canalisation et migration préférentielle des fluides au niveau de cette zone où la formation de zones d'altération et de brèches aurait été facilitée par la déformation associée à la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud avant le métamorphisme de haut grade de 1.2-1.18 Ga. Une réactivation le long de cette zone pourrait conduire à la formation de cisaillements postérieurs à la gneissosité, aux leucosomes anatectiques et aux filons pegmatitiques et à la remobilisation de la magnétite et de la minéralisation associée à certains des cisaillements. Ce sont ces scénarios qui sont testés ici à partir des données de terrain et des traitements de données géophysiques.

La distribution de l'altération pré-métamorphique de même que les principaux indices de minéralisation et les affleurements présentant des valeurs élevées en Cu, Zn et Ag se concentrent dans la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud (Figure 7.14), plus particulièrement on constate que :

- l'indice « Lac Harvey » est localisé au niveau du cisaillement profond de Fontoy (Figure 7.14);

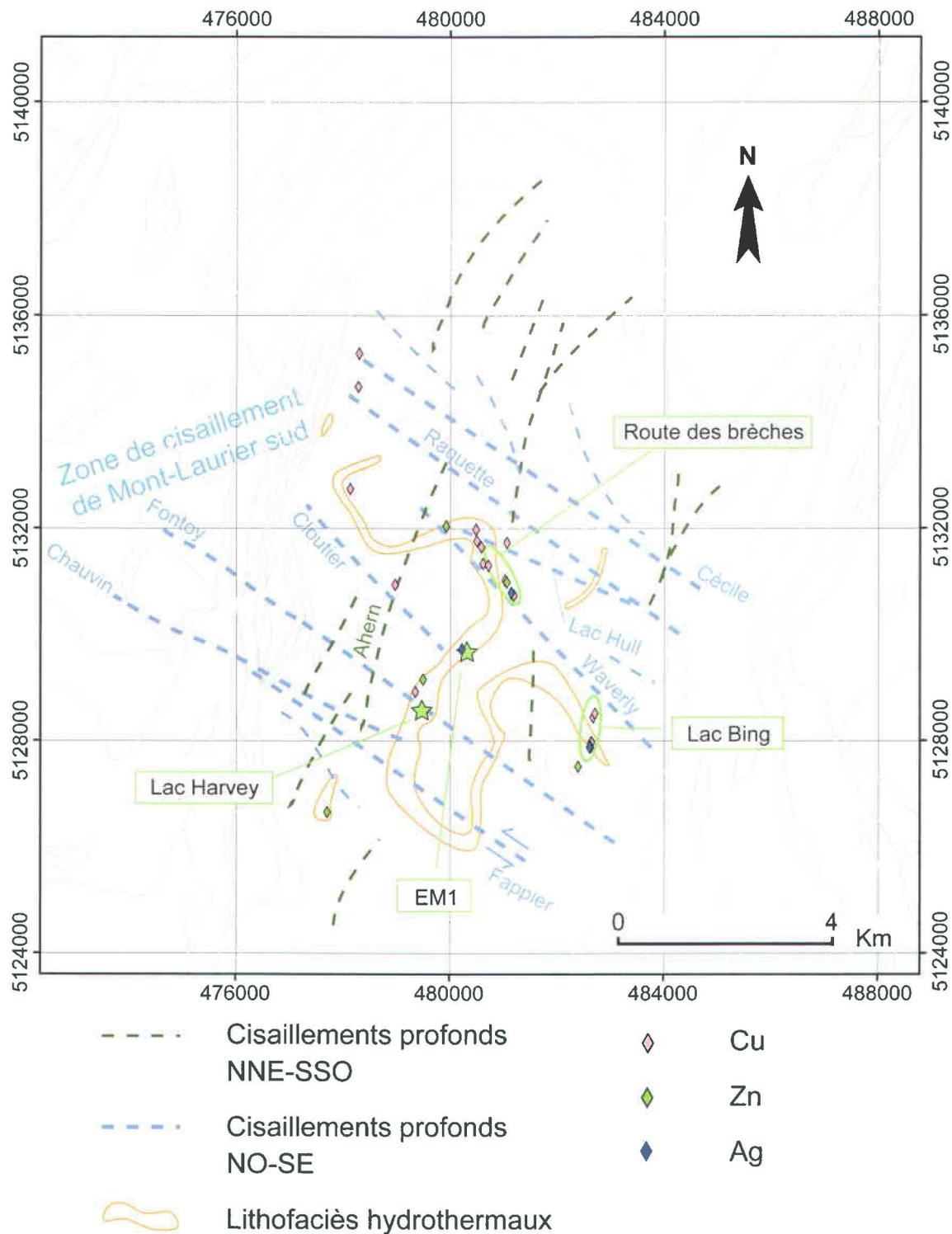


Figure 7.14 : Carte lithologique simplifiée de la partie N du complexe gneissique de Bondy, modifiée à partir de Corriveau et Jourdain (2000), montrant la relation spatiale entre la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud, les lithofaciès hydrothermaux, les cisaillements profonds, les principaux indices de minéralisation et les affleurements présentant des valeurs élevées en Cu, Zn et Ag.

- l'indice « EM1 » se trouve à la terminaison du cisaillement profond de Cloutier (Figure 7.14);
- les affleurements avec des valeurs élevées en Cu, Zn et Ag sont également localisés le long de cisaillements profonds (Figure 7.14);
- les corridors de déformation fragile-ductile composant l'indice « la route des brèches » sont alignés le long du cisaillement profond de Waverly (Figure 7.14).

Cette relation spatiale entre l'altération hydrothermale, les indices de minéralisation pré- à post-métamorphisme de haut grade et les cisaillements secondaires profonds est compatible avec un contrôle structural de la minéralisation et de l'altération par la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud.

Les indices « Lac Bing », « EM1 » et « Lac Harvey » sont localisés le long des cisaillements ductiles de Harvey et Bing (Figure 7.15), ce qui suppose que ces cisaillements ductiles ont pu former ou remobiliser de la minéralisation lors de la phase de métamorphisme de haut grade. Toutefois les indices « EM1 » et « Lac Harvey » sont localisés le long des cisaillements NO-SE profonds ce qui suppose que s'il y a eu concentration, elle s'est faite sur place (Figure 7.14). Au contraire, l'indice « Lac Bing » n'est pas associé à un cisaillement profond et la minéralisation pourrait ainsi résulter d'une remobilisation le long du cisaillement de Bing (Figure 7.14).

Les zones de cisaillement bréchique de l'indice « la route des brèches » orientées 040° déforment du matériel pegmatitique typique des leucosomes et filons granitiques mis en place selon la gneissosité S_1 ou le cisaillement en D_4 . Elles sont contemporaines et ont canalisées les fluides d'un épisode d'altération à magnétite et de la minéralisation associée et documentent une nouvelle phase de minéralisation. La présence de porphyroclastes de pegmatite démontrant que cette minéralisation est post-pic métamorphique et distincte de l'altération et de la minéralisation pré-métamorphique. Ces zones de cisaillement bréchique sont alignées le long du cisaillement de Waverly d'orientation 316° (Figure 7.14). L'âge de formation des couloirs bréchiques n'est pas établie mais elle doit être postérieure à D_4 . Dufréchoy et al. (Chapitre 6) propose qu'elle soit contemporaine de la mise en place d'un pluton de gabbro de la suite intrusive de Chevreuil sous le système hydrothermal. Un apport thermique important pourrait avoir servi de catalyseur pour la circulation de fluides et favorisé la formation des brèches et la précipitation des métaux et oxydes de fer le long de structures associées au cisaillement de Waverly vers 1.17 Ga.

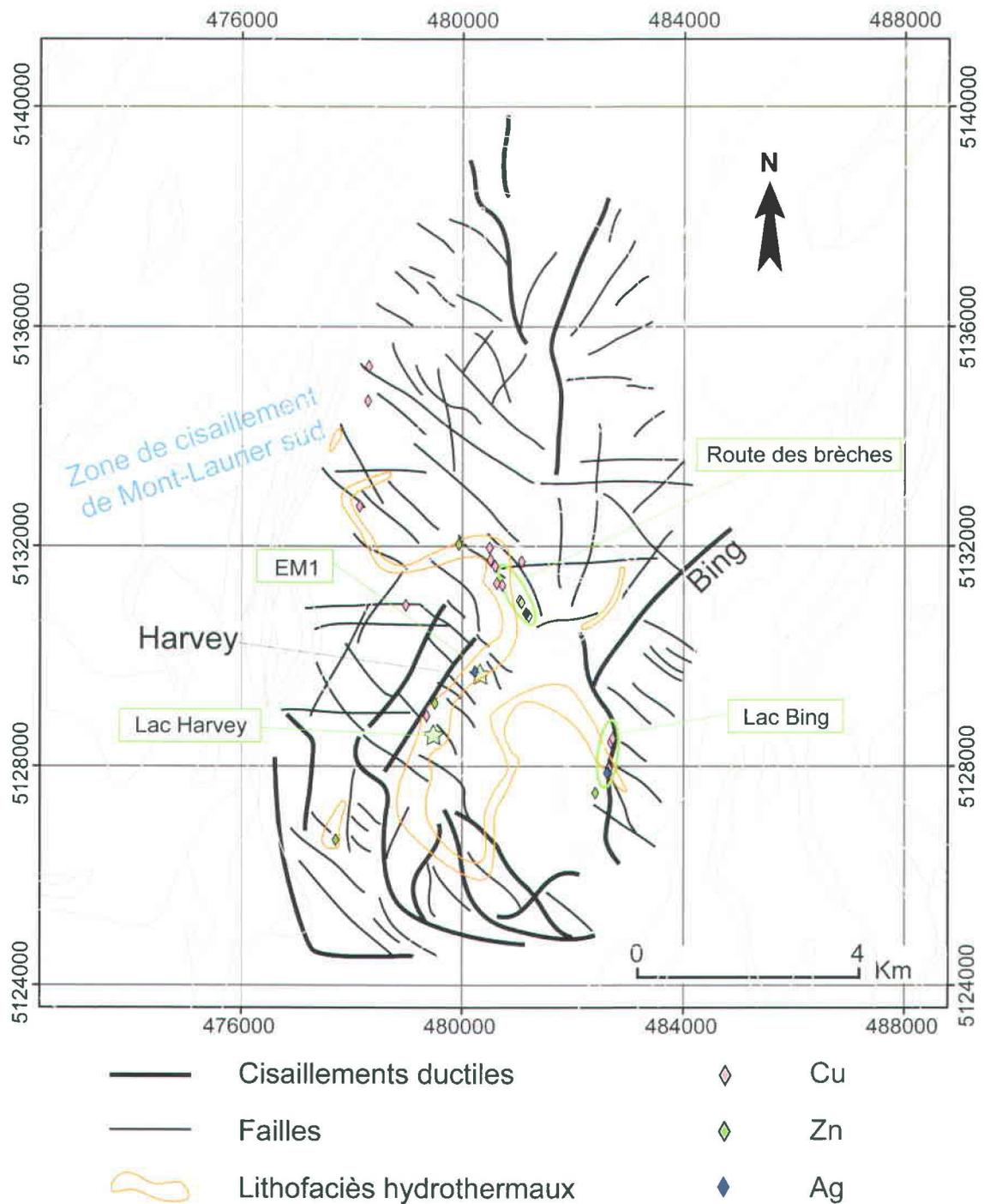


Figure 7.15 : Carte lithologique simplifiée de la partie N du complexe gneissique de Bondy, modifiée à partir de Corriveau et Jourdain (2000), montrant la relation spatiale entre la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud, les lithofaciès hydrothermaux, les cisaillements et failles en surface, les principaux indices de minéralisation et les affleurements présentant des valeurs élevées en Cu, Zn et Ag.

Plusieurs orogénèses, pré- et post-métamorphisme de haut grade, sont documentées dans la ceinture métasédimentaire centrale au Québec avec plusieurs épisodes de métamorphisme et de nombreuses phases de déformation durant le cycle orogénique grenvillien (Harris et al., 2001; Corriveau, sous presse). Pourtant, le système d'altération pré-métamorphique, les principaux indices de minéralisation possiblement concentrés et/ou remobilisés le long de cisaillement ductile syn-métamorphique, la mise en place de plutons de gabbro de la suite intrusive de Chevreuil et la formation de zone de cisaillement brèchique post-métamorphique sont tous localisés à l'intérieur de la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud. La localisation d'altération, de zones minéralisées et d'intrusions de différents âges à l'intérieur de la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud apparaît possible due au transport tectoniques régional qui s'est fait parallèlement aux linéaments transverses documentées dans la CMB-Q.

7.7. Conclusion

Le levé aéromagnétique réalisé dans la partie N du complexe gneissique de Bondy a permis d'identifier un couloir en décrochement senestre de 6 km de large, caractérisé par un réseau de cisaillements secondaires profonds (\geq à 500 m de profondeur) qui correspondent à des creux magnétique sur le champ magnétique total. Ce couloir, dont l'expression géologique à l'affleurement n'est pas établie, est interprété comme la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud. La correspondance spatiale du système d'altération métamorphisé, des principales zones minéralisées et des plutons de la suite de Chevreuil avec cette zone nous permet de proposer que :

(i) La zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud a été active avant la période de métamorphisme de haut grade de 1.2 à 1.18 Ga, a favorisé la migration des fluides impliqués dans l'hydrothermalisme et a contrôlé la formation des zones minéralisées pré-métamorphiques documentées dans le complexe.

(ii) Les cisaillements ductiles identifiés ont pu concentrer des zones minéralisées pré-métamorphiques. Toutefois, la chronologie relative de la formation de la minéralisation aux indices « EM1 », « Lac Harvey » et « Lac Bing » par rapport au métamorphisme ainsi que la nature des fluides ne sont pas encore établie, des travaux sont en cours.

(iii) Les plutons de gabbro de la suite intrusive de Chevreuil 1.17-1.16 Ga se sont mis en place dans le complexes gneissique de Bondy et dans le domaine de marbre à l'O du complexe le long, et durant une période de réactivation, de la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud. Les zones dilatationelles T à l'intérieur de cette zone apparaissent comme un site propice pour la mise en place de ces plutons.

(iv) Les fluides impliqués dans l'enrichissement en magnétite des couloirs de déformation bréchiques post-métamorphisme de haut grade ont probablement migré le long du cisaillement de Waverly. Les couloirs de déformation bréchiques sont probablement contemporains de la mise en place des plutons de la suite intrusive de Chevreuil, qui a pu fournir la source de chaleur pour assurer une recirculation de fluides. Des travaux sont en cours pour déterminer s'il s'agit d'une nouvelle phase de minéralisation ou d'une phase de remobilisation.

Finalement, le complexe gneissique de Bondy est un site qui présente beaucoup de caractéristiques propre aux gîtes de type IOCG avec la présence d'indices de minéralisation et d'un système hydrothermal métamorphisé apparentés aux gîtes IOCG, d'une signature géophysique régionale favorable, avec la superposition d'une anomalie gravimétrique et magnétique positives, et l'existence de la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud qui a pu favoriser la migration de fluides profonds, magmatiques et chauds impliqués dans la genèse de minéralisation de style IOCG.

Chapitre 8. Conclusions

8.1. Synthèse des principaux résultats

8.1.1. Structures parallèles à l'orogène grenvillien

Plusieurs linéaments parallèles à la direction générale de l'orogène grenvillien ont été identifiés à partir des données gravimétriques. Comme dans les études précédentes, le linéament crustal du Front du Grenville est clairement identifiable sur les données gravimétriques. Toutefois le linéament du Front du Grenville semble se séparer en deux dans le NE de notre secteur d'étude impliquant une possible jonction entre le Front du Grenville et la Limite Chevauchante Allochtone au NE du terrain X (la présence d'une faille à faible pendage vers le SE y est suggérée par Faure, 2007).

Les linéaments parallèles à l'orogène sont généralement plus longs dans la ceinture parautochtone et sont, par analogie avec le Front du Grenville et les principales zones de déformation et de cisaillement parallèles à l'orogène visible sur le profil sismique Abitibi-Grenville (Martignole et Calvert, 1996; Ludden et Hynes, 2000a, b; Martignole et al., 2000), interprétés comme matérialisant des zones chevauchantes avec un pendage vers le SE. La correspondance des longs linéaments dans la ceinture parautochtone avec les zones de cisaillement de Cadgecrib (ou détachement de Dorval, ou cisaillement Y?) et de Renzy pourrait impliquer que ces structures se prolongent vers l'O dans ou sous le terrain du Lac Dumoine et vers le NE dans ou sous le terrain du Réservoir Taureau (Figure 8.1) et rejoignent la Limite Chevauchante Allochtone. Ces longs linéaments affectant la ceinture parautochtone ont probablement été réactivés en mouvement senestre à la fin de l'orogénèse grenvillienne.

Dans la ceinture allochtone, les linéaments parallèles à la direction de l'orogène sont globalement plus courts et la plupart (à l'exception du linéament #6 dans le chapitre 4 qui correspond à la Limite Chevauchante Allochtone au NO de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec) ne correspondent pas à des zones de déformation cartographiées. Ils sont interprétés, comme la majorité des structures grenvilliennes parallèles à l'orogène, comme des chevauchements à pendage vers le SE dans les nappes chevauchantes inférieures ou « *lower deck* » allochtones (entre 15 et 35 km de profondeur) pouvant résulter de la réactivation de

failles normales formées le long de la marge Laurentienne pré-grenvillienne lors de la séparation entre les cratons du Supérieur et de Baltica vers 2.17 Ga. Le linéament ayant l'enracinement le plus important dans la ceinture allochtone correspond à la bordure ouest de la ceinture métasédimentaire centrale (CMBBZ pour « *Central Metasedimentary Belt boundary zone* »).

8.1.2. Des failles de transfert dans le socle grenvillien?

Une série de linéaments transverses à la direction générale de l'orogène grenvillien, qui pour la plupart ne correspondent pas à des structures cartographiées à la surface, ont été identifiés pour la première fois à partir des données gravimétriques régionales. La longueur (de 75 à 700 km) et l'espacement (entre 40 et 100 km) des linéaments transverses sont très variables et la majorité des linéaments transverses sont localisés dans la ceinture allochtone. Les linéaments les plus longs se prolongent vers le NO dans la Province du Supérieur et vers le SE dans la plate-forme du Saint-Laurent et dans l'orogène des Appalaches. Les linéaments transverses dans la Province de Grenville sont interprétés comme l'expression gravimétrique de failles présentes dans le socle (croûte profonde et manteau supérieur) archéen. Le scénario tectonique envisagé suppose que les failles se sont formées : (i) lors de la formation d'un rift entre les cratons du Supérieur et du Wyoming à 2.48 Ga, (ii) puis réactivées en failles de transfert le long de la marge Laurentienne pré-grenvillienne durant la formation d'un second rift entre le craton du Supérieur et les cratons de Karelia et de Kola (c'est-à-dire « *Greater Karelia* » ou Baltica) à 2.17 Ga et (iii) ont finalement été réactivées lors du cycle orogénique grenvillien durant lequel elles se sont prolongées dans les terrains grenvilliens (nappes chevauchantes supérieures ou « *upper deck* » et inférieures allochtones).

La pénétration de la ceinture parautochtone à l'intérieur de la province forme un promontoire au SO du Québec qui pourrait être expliqué par une géométrie irrégulière de la marge laurentienne pré-grenvillienne héritée de la géométrie de la zone de rift entre les cratons du Supérieur et de Baltica au paléoprotérozoïque. Un exemple actuel d'irrégularité de la marge pourrait être la côte E nord américaine, dont la géométrie de la marge résulte de celle du rift atlantique.

Le Linéament de Mont-Laurier

Le linéament de Mont-Laurier correspond à une structure de socle transverse d'échelle lithosphérique identifiable sur la carte de prolongation vers le haut de l'anomalie de Bouguer à 80 km (soit des profondeurs de source en dessous de la base de la croûte, c'est-à-dire supérieure ou égale à 40 km) et sur l'image de tomographie sismique à 100 km de profondeur (soit dans le manteau supérieur). Le linéament de Mont-Laurier est interprété comme le prolongement dans la marge laurentienne archéenne de la limite entre les cratons de Karelia et Kola. Il se prolonge au NO dans la Province du Supérieur et au SE dans la plate-forme du Saint-Laurent et dans l'orogène des Appalaches, toutefois l'expression géologique du linéament du Mont-Laurier dans les provinces avoisinantes n'a pas pu être établie.

Le linéament de Portneuf

Le linéament de Portneuf représente une structure d'échelle crustale qui a été identifiée sur la carte de prolongation vers le haut de l'anomalie de Bouguer jusqu'à 50 km (soit des profondeurs de source d'environ 25 km, c'est-à-dire dans la croûte inférieure et en dessous). Le linéament de Portneuf a probablement été créé par le même mécanisme que les autres linéaments transverses, cependant son enracinement plus important (sauf pour le linéament de Mont-Laurier) pourrait résulter de sa réactivation due à un changement latéral du pendage de la croûte en subduction vers le NO lors de l'accrétion de l'arc insulaire de Montauban à la marge laurentienne vers 1.4 Ga. Le linéament de Portneuf pourrait également avoir permis la remontée de magma profond enrichi en Ni-Cu ± EGP qui se sont mis en place dans le terrain de Portneuf-Mauricie.

8.1.3. Rôle des structures transverses durant le cycle orogénique grenvillien au SO du Québec

Les linéaments transverses qui coupent les ceintures parautochtone et allochtone de la Province de Grenville au SO du Québec sont, du SO au NE, les linéaments de Gatineau, de Kazabazua, de Roddick, de Mont-Laurier et de Beauregard (Figure 8.1).

Dans les nappes chevauchantes inférieures allochtones majoritairement sous la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, des corridors de cisaillement de 10 à 20 km de large

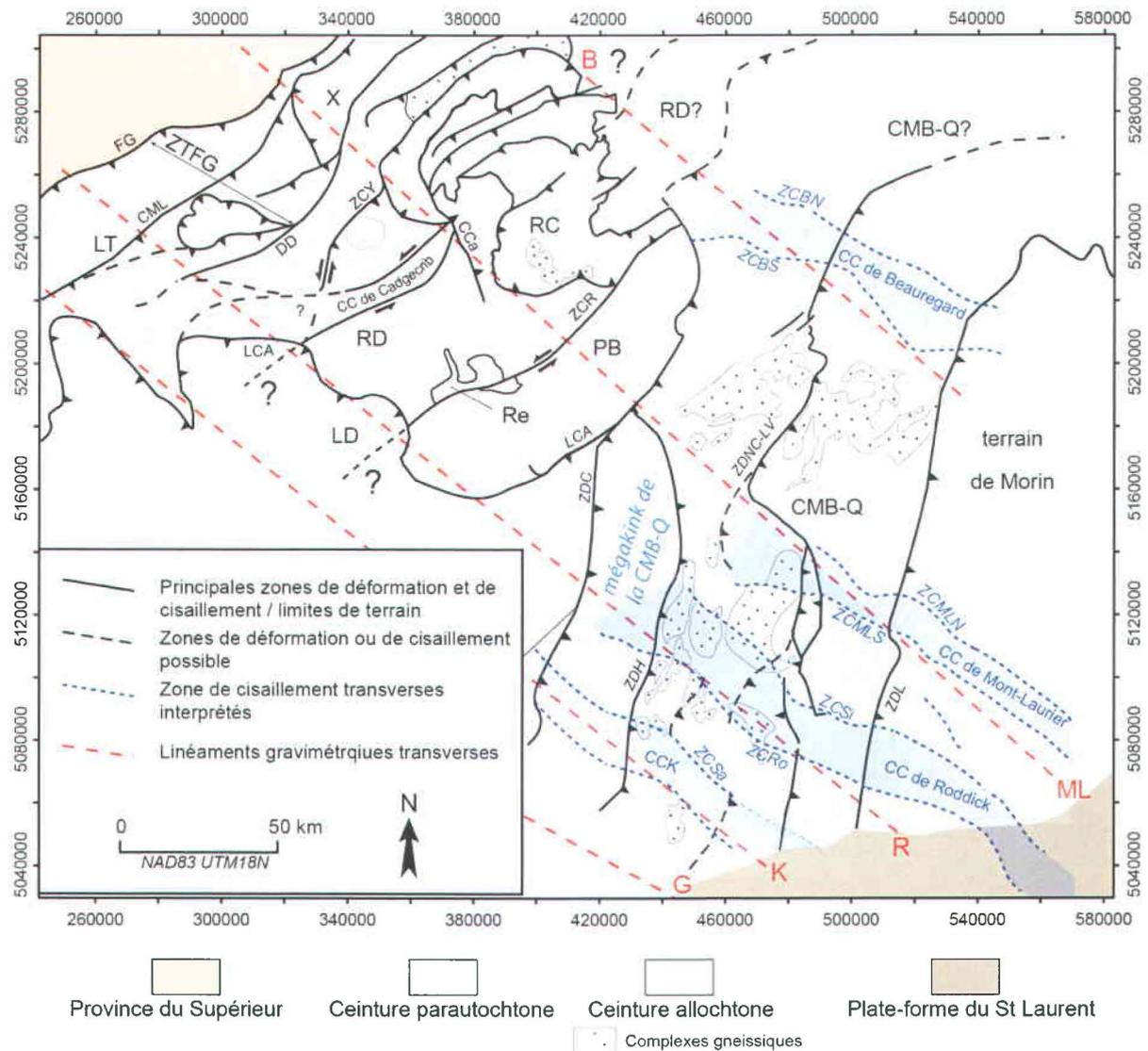


Figure 8.1 : Carte lithotectonique synthèse de la Province de Grenville au SO du Québec, montrant les principales interprétations tectoniques faites à partir des données de champ potentiel et les principales lignes structurales interprétées à partir du champ magnétique total (modifiée à partir de Davidson, 1998; Corriveau et van Breemen, 2000; Martignole et al., 2000; Nantel, 2008; Montreuil et Constantin, 2010). B : linéament de Beauregard; CC : corridor de cisaillement; CCa : chevauchement du Cabonga; CCK : corridor de cisaillement de Kazabazua; CMB-Q : ceinture métasédimentaire centrale au Québec; CML : chevauchement de McLaurin; DD : détachement de Dorval; FG : Front du Grenville; G : linéament de Gatineau; K : linéament de Kazabazua; LCA : Limite Chevauchante Allochtone; LD : terrain du Lac Dumoine; LT : terrain du Lac Témiscamingue; ML : linéament de Mont-Laurier; R : linéament de Roddick; RD : terrain du Réservoir Dozois; Re : terrain de Renzy; X : terrain X; ZCBN : zone de cisaillement de Beauregard Nord; ZCBS : zone de cisaillement de Beauregard Sud; ZCMLN : zone de cisaillement de Mont-Laurier Nord; ZCMLS : zone de cisaillement de Beauregard Sud; ZCR : zone de cisaillement de Renzy; ZCRo : zone de cisaillement de Roddick; ZCSa : zone de cisaillement de Sam; ZCSi : zone de cisaillement de Simon; ZCY : zone de cisaillement Y; ZDC : zone de déformation de Cayamant; ZDH : zone de déformation de Heney; ZDL : zone de déformation de Labelle; ZDNC-LV : zone de déformation de Nomingue-Chénéville – La Lièvre; ZTFG : zone tectonique du Front du Grenville.

sont interprétés comme résultant de la réactivation des linéaments paléoprotérozoïques du socle (Figure 8.1) et correspondent au :

- corridor de cisaillement de Mont-Laurier de mouvement apparent senestre, localisé le long du linéament lithosphérique de Mont-Laurier. Ce corridor est limité au N par la zone de cisaillement de Mont-Laurier Nord et au S par la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud.

- Le corridor de cisaillement de Roddick de mouvement apparent senestre, localisé le long du linéament gravimétrique régional de Roddick. Ce corridor est limité au N par la zone de cisaillement de Simon et au S par la zone de cisaillement de Roddick.

- Le corridor de cisaillement de Kazabazua de mouvement apparent senestre, localisé le long du linéament gravimétrique régional de Kazabazua. Ce corridor est limité au N par la zone de cisaillement de Sam, la limite S n'a pu être identifiée.

- Le corridor de cisaillement de Beaugard localisé le long du linéament gravimétrique régional de Beaugard, le mouvement le long du corridor de cisaillement de Beaugard n'est pas établi. Ce corridor est limité au N par la zone de cisaillement de Beaugard Nord et au S par la zone de cisaillement de Beaugard Sud.

Les corridors de cisaillement de Mont-Laurier et de Roddick semblent être les sites des plus importantes réactivations senestres dans les nappes chevauchantes inférieures de la ceinture allochtone au SO du Québec. La réactivation des corridors de cisaillement senestre de Mont-Laurier et de Roddick résulte d'un effondrement différentiel post-orogénique (post-elzévirien) entre 1.19 et 1.17 Ga, le long de la rampe Baskatong où le transport vers le SE aurait été plus important au SO que dans le NE de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec. Cet effondrement différentiel aurait été accommodé dans les nappes chevauchantes supérieures (de 0 à 15 km de profondeur) par la formation d'un mégakink de 100 km de large. La géométrie du mégakink de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec (mégakink de la CMB-Q) est contrôlée par le linéament de Kazabazua, qui correspond à la limite SO du mégakink, et par le linéament de Mont-Laurier, qui correspond à limite NE du mégakink. Le corridor de cisaillement de Kazabazua a probablement agi comme une zone de faiblesse facilitant la réorientation N-S des unités lithologiques et des zones de déformation dans les nappes supérieures. Lors de la formation du mégakink de la CMB-Q, les zones de déformation préexistantes ont été réactivées en mouvement normal, celles localisées dans le mégakink devaient avoir des composantes normale et dextre. La différence de déplacement le long de la rampe Baskatong entre les blocs crustaux au N du linéament de Mont-Laurier et au S du linéament de Kazabazua lors de la

formation du mégakink est d'environ 40 km. La formation d'un mégakink de la CMB-Q dans les nappes supérieures et la réactivation de corridors de cisaillement senestre dans les nappes inférieures impliquent une importante différenciation des mécanismes de déformation suivant la profondeur lors l'effondrement post-orogénique elzévirien.

Vers 1.17-1.16 Ga, à la toute fin et postdatant la réorientation N-S des unités lithologiques et des zones de déformation du mégakink de la CMB-Q, les plutons de la suite intrusive de Chevreuil se sont mis en place dans la ceinture métasédimentaire centrale au Québec lors d'un renouvellement de l'activité orogénique (orogénèse de Shawinigan) durant lequel les principales zones de déformation dans la CMB-Q ont été réactivées en compression. On interprète cette phase de raccourcissement, qui pourrait être plus importante localement, comme devançant et en conséquence de la mise en place des roches intrusives de la suite anorthosite-mangérite-charnockite-granite de Morin dans la croûte. Durant cette phase de raccourcissement les zones de déformation préexistantes ont été réactivées en mouvement inverse. De plus des zones de cisaillement senestre transverses se sont développées dans les nappes chevauchantes supérieures le long et en réponse à la réactivation des corridors de cisaillement senestre dans les nappes chevauchantes inférieures.

Les décalages senestres les plus importants dans les nappes chevauchantes supérieures semblent s'être produits le long du corridor de cisaillement de Mont-Laurier qui est marqué par le décalage senestre de plusieurs dizaines de kilomètres des zones de déformation de Nomingue-Chénéville et de La Lièvre le long du linéament de Mont-Laurier, que l'on interprète comme deux segments de la même zone de déformation que l'on définit comme la zone de déformation de Nomingue-Chénéville – La Lièvre (Figure 8.1). Cette zone de déformation semble se prolonger au N de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec dans le terrain du Réservoir Taureau suggérant une continuation des domaines de Baker et Caïn vers le NE. Le pli de la zone de déformation de Cayamant le long du linéament de Kazabazua est interprété comme le résultat de la réactivation du corridor de cisaillement de Kazabazua durant la mise en place des plutons de la suite intrusive de Chevreuil. Bien qu'aucun décalage n'ait été interprété le long du corridor de cisaillement de Beauregard, on suppose que la réorientation NO-SE locale de la zone de déformation de Nomingue-Chénéville – La Lièvre au N de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, résulte de la réactivation du corridor de cisaillement de Beauregard durant l'orogénèse de Shawinigan, probablement lors de la mise en place des plutons de la suite intrusive de Chevreuil.

Le pli de la zone de déformation de Labelle situé au-dessus du linéament Mont-Laurier est interprété comme postdatant la mise en place des plutons de la suite intrusive de Chevreuil et la formation de cisaillements transverses senestres dans les nappes chevauchantes supérieures. On propose qu'il se soit formé lors (i) de la réactivation du corridor de cisaillement de Mont-Laurier postdatant la formation de la zone de déformation de Labelle, ou (ii) durant la formation de la zone de déformation Labelle où le linéament de Mont-Laurier a agi comme une zone de faiblesse préexistante le long de laquelle la zone de déformation de Labelle a été réorientée.

Malgré l'identification d'une zone de cisaillement transverse le long du linéament de Kazabazua par mines Aurizon Ltée, l'influence des structures de socle dans la ceinture paraautochtone reste négligeable. Contrairement à la Zone Chevauchante Allochtone qui est localement réorientée parallèlement aux linéaments transverses, le Front du Grenville, ne paraît pas affecté par les structures de socle. La faible influence des structures transverses dans le paraautochtone peut s'expliquer par :

- Un transport vers le NO plus important le long de la Limite Chevauchante Allochtone que le long du Front du Grenville, qui aurait favorisé la réactivation des structures de socle dans la ceinture allochtone, alors que les structures de socles n'ont pas été réactivées significativement dans la ceinture paraautochtone.

- L'éloignement de la bordure de la marge plus importante des terrains de la ceinture paraautochtone.

De plus, on propose que la zone de cisaillement de Cadgecrib forme un corridor de cisaillement senestre de 10 km de large. Une zone de cisaillement, la zone de cisaillement Y, a également été interprétée au N et subparallèle au corridor de cisaillement de Cadgecrib. Son origine n'a pas été établie, cependant par analogie avec les autres zones de cisaillement dans le terrain du Réservoir Dozois, on propose qu'il s'agisse d'une zone chevauchement formée et possiblement réactivée avec un mouvement senestre lors de l'orogénèse grenvillienne.

Ces observations démontrent que les structures de socles transverses ont joué un rôle majeur dans la géométrie de la Limite Chevauchante Allochtone, des terrains et la localisation de la déformation dans la ceinture métasédimentaire centrale au Québec.

8.1.4. Déformation, mise en place de roches intrusives, hydrothermalisme et formation de zones minéralisées relatifs aux réactivations du linéament de Mont-Laurier : le cas du complexe gneissique de Bondy

Un nouveau levé gravimétrique couvrant la partie centrale et SO du feuillet SNRC 31J06 (Corriveau et Jourdain, 2000), incluant la partie N du complexe gneissique de Bondy, a permis d'identifier une série d'anomalies gravimétriques résiduelles correspondant à des plutons de la suite intrusive de Chevreuil et de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta. Une anomalie gravimétrique résiduelle de 4x3 km dont la nature n'a pu être établie avec certitude n'est pas associée en surface avec un pluton, mais englobe une large partie du système hydrothermal fossile métamorphisé au faciès des granulites et ses zones minéralisées identifiés dans le complexe gneissique de Bondy. Un pluton de gabbro de la suite intrusive de Chevreuil localisé à 500 m ou 3 km de profondeur est proposé comme étant la source de l'anomalie gravimétrique résiduelle. Toutefois, une augmentation de la concentration en magnétite ± sulfures ± grenat ± orthopyroxène du système hydrothermal en profondeur pourrait aussi potentiellement expliquer ou contribuer à la présence de cette anomalie.

Un nouveau levé aéromagnétique haute résolution a été réalisé dans la partie N du complexe gneissique de Bondy. À l'échelle régionale la partie N du complexe gneissique de Bondy est traversée par la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud. La zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud a été interprétée dans le complexe gneissique de Bondy, à partir de l'étude structurale du nouveau levé aéromagnétique, comme un couloir de décrochement (*wrench zone*) de 5 km de large, orienté NO-SE, de mouvement global senestre et caractérisé par un réseau de cisaillements secondaires profonds (\geq à 500 m de profondeur) dont l'expression en surface n'est pas établie. La zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud est interprétée comme ayant été active à quelques reprises durant l'histoire du complexe : (i) avant la période de métamorphisme de haut grade où elle aurait favorisé la migration des fluides impliqués dans l'hydrothermalisme et contrôlé la formation des zones minéralisées pré-métamorphiques; et (ii) après le métamorphisme de haut grade où elle semble avoir contrôlé la mise en place des plutons de la suite intrusive de Chevreuil et une deuxième période de minéralisation ou de remobilisation.

La superposition, en une même grande région, (i) d'un système hydrothermal et de zones minéralisées antérieures au pic du métamorphisme de haut grade, (ii) de plutons de gabbro de la suite intrusive de Chevreuil postérieurs au pic du métamorphisme de haut grade et (iii) la formation ou remobilisation de zones de minéralisation postérieures au pic de métamorphisme

de haut grade à l'intérieur de la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud, peut s'expliquer par le transport tectonique régional qui s'est fait parallèlement aux structures transverses dans la ceinture métasédimentaire centrale au Québec durant le cycle orogénique grenvillien.

Finalement, la présence d'indices de minéralisation et d'un système hydrothermal métamorphisé apparentés aux gîtes IOCG, une signature géophysique régionale favorable, et la présence d'une zone de cisaillement profonde active à plusieurs reprises font du complexe gneissique de Bondy un secteur à haut potentiel pour la découverte de nouveaux gîtes de type IOCG dans la Province de Grenville.

8.2. Perspectives

8.2.1. Implication pour l'exploration

Les structures de type crustal, jouent un rôle très important dans les systèmes de minéralisation épigénétique, car elles guident le passage des fluides, conditionnent l'interaction entre les fluides et la roche encaissante et influencent la précipitation des métaux économiques. Le contrôle structural est donc présent dans la formation de nombreux gisements, et favorise également la concentration des métaux pour former des zones minéralisées. L'existence de structures de socles identifiées à la fois dans la ceinture parautochtone et dans la ceinture allochtone offrent des cibles attrayantes pour relancer l'exploration dans la Province de Grenville au Québec.

Dans la ceinture parautochtone, l'exploration d'indices de minéralisation associés à une structure transverse a déjà commencé avec l'exploration de l'anomalie aurifère de Kipawa au S du Front du Grenville par Mines Aurizon Ltée le long d'une zone de déformation subverticale que nous supposons correspondre au linéament de Kazabazua. La présence d'altération hydrothermale et d'indices de minéralisation en or (voir Barbe et al., 2010) associés au linéament de Kazabaza font des autres linéaments transverses dans la ceinture parautochtone des cibles potentielles pour l'exploration.

La relation spatiale entre l'hydrothermalisme, les zones minéralisées, l'activité plutonique et la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud établie dans la partie N du complexe gneissique de Bondy suggère que les zones de cisaillement bordant les principaux corridors de cisaillement

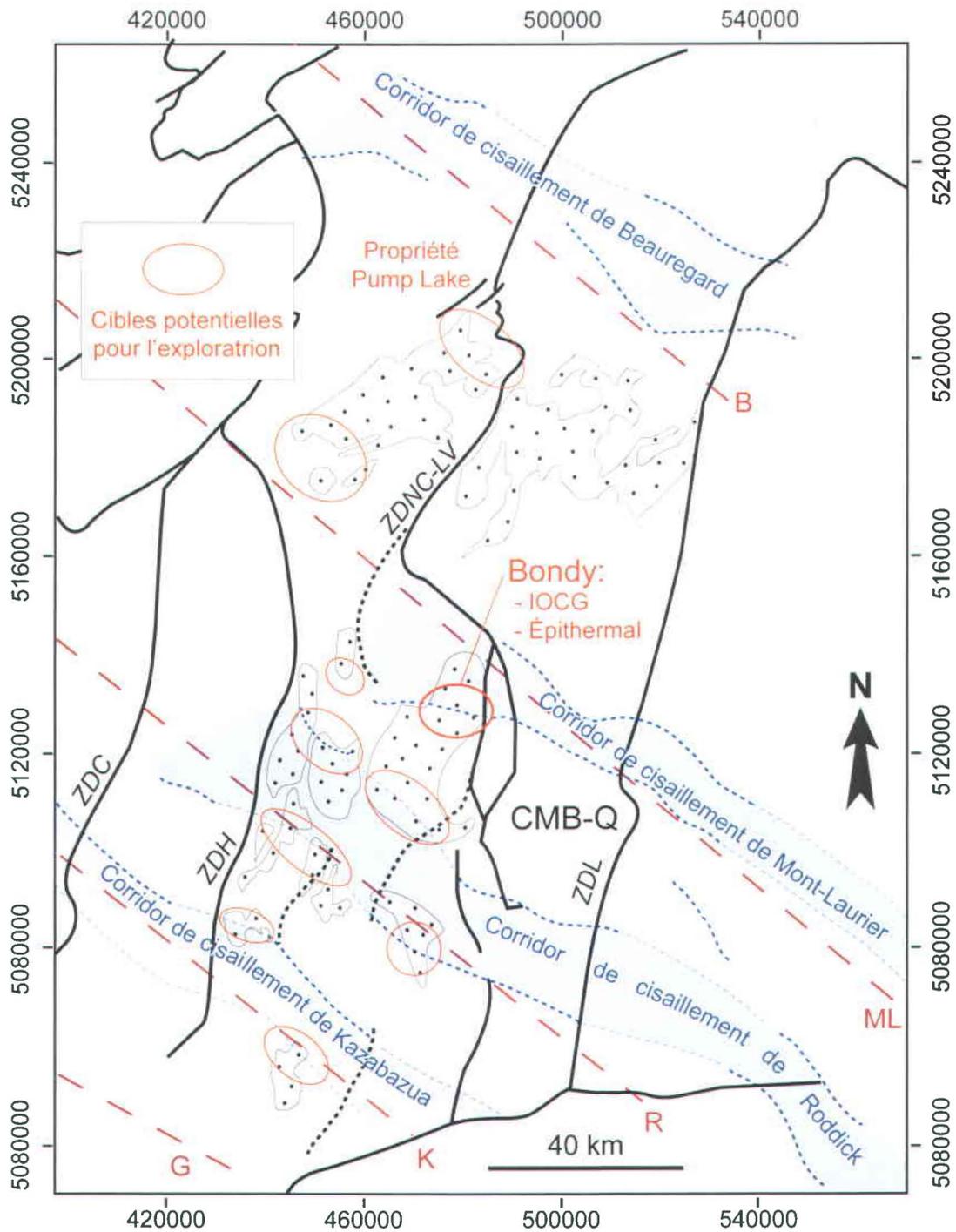


Figure 8.2 : Carte lithotectonique simplifiée de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, montrant des cibles potentielles pour l'exploration de gisement de type oxyde de fer à cuivre-or et épithermal. B : linéament de Beauregard; CMB-Q : ceinture métasédimentaire centrale au Québec; G : linéament de Gatineau; K : linéament de Kazabazua; ML : linéament de Mont-Laurier; R : linéament de Roddick; ZDC : zone de déformation de Cayamant; ZDH : zone de déformation de Heney; ZDL : zone de déformation de Labelle; ZDNC-LV : zone de déformation de Nomingue-Chénéville – La Lièvre. Voir la Figure 8.1 pour la nature des contacts géologiques.

correspondent à des sites préférentiels pour l'exploration de gisement de type oxyde de fer cuivre-or et ou épithermal métamorphisés. En se basant sur le complexe gneissique de Bondy, plusieurs autres secteurs dans les complexes gneissiques de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, qui sont coupés par les zones de cisaillement régionales, présentent un potentiel pour la découverte de zones minéralisées comparables (Figure 8.2), dont :

- La partie S du complexe gneissique de Bondy qui est coupée par la zone de cisaillement de Simon.
- le complexe Kennedy, situé au S du complexe gneissique de Bondy, qui est coupé par la zone de cisaillement senestre de Roddick.
- Les parties S et N du complexe gneissique de Lacoste dans le domaine de Caïn qui, s'ils ne sont pas directement traversés par des zones de cisaillement, sont situés à proximité des corridors de cisaillement de Beauregard et de Mont-Laurier. Geomega and NioGold Mining Corp. explorent actuellement au S du corridor de cisaillement de Beauregard un des sites proposés ici (Figure 8.2). Il s'agit de la propriété de Pump Lake, qui est essentiellement composée de gneiss de Lacoste (voir détail dans Théberge, 2010).
- Plusieurs petits complexes gneissiques situés à l'E de la zone de déformation de Heney et qui sont traversés par les zones de cisaillement de Mont-Laurier Sud, Simon et Roddick.
- La partie N du petit complexe gneissique situé au N au S du corridor de cisaillement de Kazabazua.

8.2.2. Questions en suspens et travaux futurs possibles

Les interprétations et conclusions de cette étude tentent d'améliorer notre compréhension de l'orogène grenvillien au SO du Québec. Cependant il existe encore de nombreuses zones d'ombre dans la Province de Grenville et un important écart du nombre de travaux effectués entre les différents terrains grenvilliens qui ne favorisent pas la compréhension de l'orogène dans son ensemble. Les cartes géologiques régionales pouvant varier significativement d'un auteur à l'autre, un des principaux problèmes rencontrés lors de la réalisation de cette étude a été la difficulté à se baser sur une carte géologique commune. Même pour des terrains comme la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, qui a été le sujet de nombreuses études et campagnes de cartographie, il est parfois difficile de faire le lien entre les études des différents auteurs: (i) terrain de Mont-Laurier pour Martignole et al. (2000) qui sous entend que les unités

au Québec différent de celles de l'ontario et ne peuvent être corrélées, (ii), ceinture métasédimentaire centrale au Québec préconisée par les éditeurs de la Commission géologique du Canada depuis plusieurs décennies (Hanmer et Ciesielski, 1984) comme la traduction du Central Metasedimentary Belt défini par Wynne-Edwards (1972) et (iii) Ceinture centrale des Métasédiments pour Nantel (2008). Ces variations de terminologie utilisée et le nom de certaines zones de déformation (zone de cisaillement ou de déformation sont par exemple souvent indifféremment utilisées dans les études) prêter à confusion et soulignent des différences d'interprétation et de connaissances dans les mécanismes et le mouvement associés à ces corridors. Des synthèses géologiques, des études encore plus régionales, et une harmonisation des cartes actuelles paraissent nécessaires pour clarifier et harmoniser bon nombre de terminologies et établir la géométrie de nombreuses zones de déformation et/ou de cisaillement, et de limites de terrain dans le SO de la Province de Grenville.

Des travaux de terrain et de cartographie additionnels sont nécessaires pour confirmer ou infirmer les interprétations proposées dans cette thèse, et notamment pour mieux contraindre les limites NE et SO de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec.

Les modèles proposés suscitent de nombreuses interrogations et perspectives en relation avec l'existence de structures transverses, quelques unes d'entre elles sont énumérées ci dessous et pourront servir à orienter des travaux futurs, ainsi qu'à améliorer ou discriminer les modèles proposés.

Le rôle des structures transverses dans le terrain du Lac Dumoine

L'étude du terrain du Lac Dumoine n'entrait pas dans le cadre de ce projet. Toutefois le parallélisme entre les traces de plan axial de pli au S du linéament de Kazabazua et l'orientation NO de la stratification lithologique entre les linéaments de Kazabazua et de Roddick suggère que les structures de socle transverses ont pu jouer un rôle important sur la déformation du terrain de Lac Dumoine. L'origine des plis régionaux, apparents sur la carte géologique régionale et sur l'imagerie aéromagnétique, est actuellement incertaine. Par conséquent une nouvelle étude de terrain apparaît nécessaire dans ce domaine afin de bien déterminer pourquoi les plis dans le terrain du Lac Dumoine dans le SO de la zone d'étude sont orthogonaux à la direction générale de l'orogène grenvillien.

Implication des structures transverses dans l'activité sismique

La zone sismique de l'Ouest du Québec (*western Quebec seismic zone*) représente une zone sismique importante au Québec (Lamontagne et al., 1990 ; Pei-Ding, 1991 ; Ma et Eaton, 2007). La majorité des séismes de cette zone sont localisés dans le mégakink de la CMB-Q entre les linéaments de Mont-Laurier et de Kazabazua, ce qui impliquerait que les structures transverses, ou du moins le linéament de Mont-Laurier, sont actuellement des structures actives. Une étude axée sur la relation entre les structures transverses et la localisation des épicentres est en cours (Harris, communication personnelle) pour établir la possible relation entre les séismes affectant la zone sismique de l'Ouest du Québec et la présence des structures de transverses (Figure 8.3).

Le rôle des structures transverses dans la mise en place de roches intrusives

À l'échelle locale la mise en place des plutons de gabbro de la suite intrusive de Chevreuil dans et à l'O du complexe gneissique de Bondy paraît être contrôlé par la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud. À l'échelle régionale, on constate également que d'autres plutons de gabbro de la suite de Chevreuil sont localisés sur la zone de cisaillement de Mont-Laurier Sud et sur la zone de cisaillement de Mont-Laurier Nord (Figure 8.4). Il paraît nécessaire d'approfondir la relation régionale entre la nature et la forme des plutons et les zones de déformation.

Après une observation succincte, il est toutefois envisageable pour les plutons de la suite intrusive de Chevreuil que :

- Les plutons subcirculaires se soient mis en place le long des corridors de cisaillement.
- Les plutons en feuillets se soient mis en place le long des zones de déformation orientées N-S dans le mégakink et orientées NE-SO au N de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec.

La suite intrusive alcaline potassique de Kensington-Skootamatta se compose d'environ 10 plutons dans la région de Mont-Laurier, qui sont subcirculaires, composites et en majorité syénitiques (Corriveau et Gorton, 1993). Dans le mégakink de la CMB-Q, la majorité de ces plutons sont situés dans ou à proximité des corridors de cisaillement de Mont-Laurier et de Roddick. On suppose que la mise en place des plutons de la suite de Kensington-Skootamatta s'est faite le long de discontinuités préexistantes pouvant correspondre aux corridors

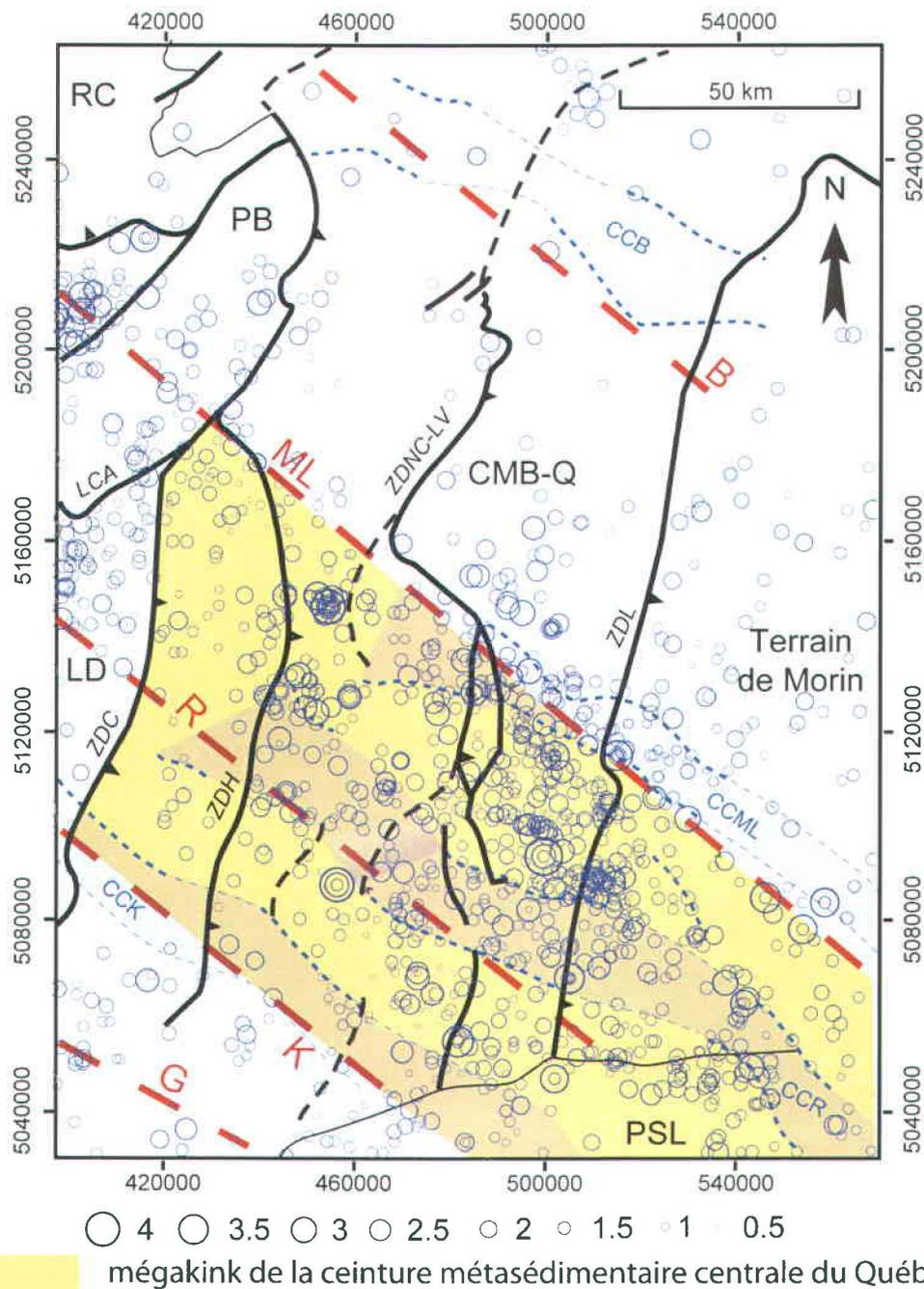


Figure 8.3 : Positions et magnitudes des principaux séismes de la zone sismique de l'O du Québec ayant eu lieu dans la ceinture métasédimentaire centrale au Québec et dans les terrains avoisinants (Image de Harris et Dufréchou, en préparation). B : linéament de Beauregard; CCB : corridor de cisaillement de Beauregard; CCK : corridor de cisaillement de Kazabazua; CCML : corridor de cisaillement de Mont-Laurier; CCR : corridor de cisaillement de Roddick; CMB-Q : ceinture métasédimentaire centrale au Québec; G : linéament de Gatineau; K : linéament de Kazabazua; LCA : Limite Chevauchante Allochtone; LD : terrain du Lac Dumoine; ML : linéament de Mont-Laurier; PB : promontoire Baskatong; PSL : plateforme du Saint-Laurent; R : linéament de Roddick; RC : terrain du Réservoir Cabonga; ZDC : zone de déformation de Cayamant; ZDH : zone de déformation de Heney; ZDL : zone de déformation de Labelle; ZDNC-LV : zone de déformation de Nomingue-Chénéville – La Lièvre. Voir la Figure 8.1 pour la nature des contacts géologiques.

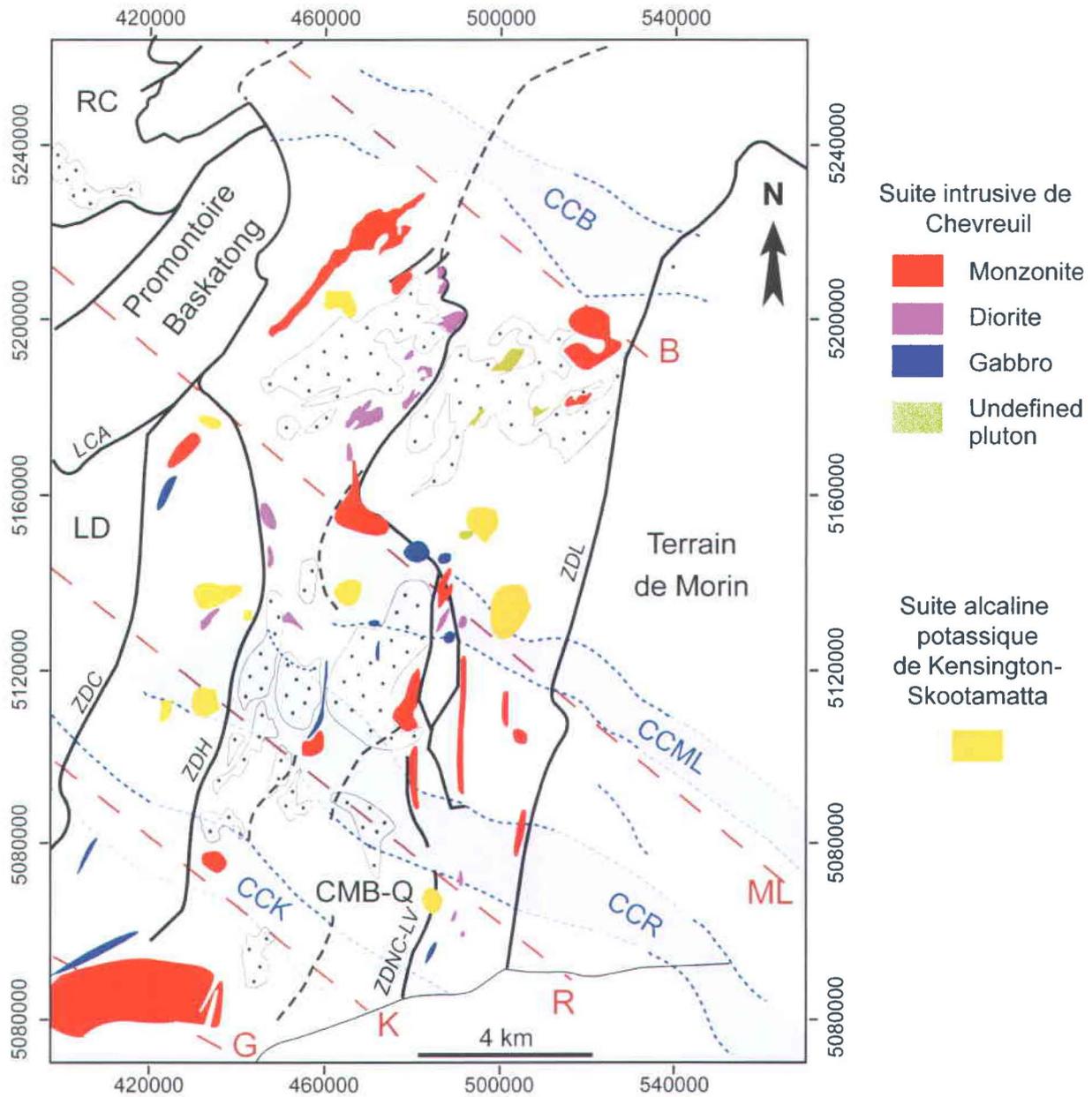


Figure 8.4 : Carte lithotectonique simplifiée de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, montrant la position des principales intrusions de la suite intrusive de Chevreuil et de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta (modifiée à partir de Corriveau et van Breemen, 2000 et Nantel, 2008). B : linéament de Beaugard; CCB : corridor de cisaillement de Beaugard; CCK : corridor de cisaillement de Kazabazua; CCML : corridor de cisaillement de Mont-Laurier; CCR : corridor de cisaillement de Roddick; CMB-Q : ceinture métasédimentaire centrale au Québec; G : linéament de Gatineau; K : linéament de Kazabazua; LCA : Limite Chevauchante Allochtone; LD : terrain du Lac Dumoine; ML : linéament de Mont-Laurier; RC : terrain du Réservoir Cabonga; ZDC : zone de déformation de Cayamant; ZDH : zone de déformation de Heney; ZDL : zone de déformation de Labelle; ZDNC-LV : zone de déformation de Nominique-Chénéville – La Lièvre. Voir la Figure 8.1 pour la nature des contacts géologiques.

transverses. Toutefois, d'autres plutons ne semblent pas associés aux corridors transverses au N du linéament de Mont-Laurier, et cette théorie reste à approfondir. La possibilité que les intrusions de la suite alcaline potassique de Kensington-Skootamatta se soient mises en place le long des structures E-O à également été proposé (Corriveau, sous presse).

Enfin le corridor de cisaillement de Roddick se prolonge vers le SE dans la plate-forme du Saint-Laurent. Il est ainsi probable que d'autres corridors de cisaillement tel celui de Mont-Laurier (car le linéament de Mont-Laurier se prolonge vers le SE) ou de Portneuf se prolongent également vers le SE. La possible présence des corridors de cisaillements sous la plate-forme du Saint-Laurent ou dans l'orogène des Appalaches aurait pu jouer un rôle dans la remontée de magma et la mise en place de roches intrusives comme les plutons montréalais (Matton et Jébrak, 2009).

La possible existence de structures comparables en Ontario

L'identification de linéaments transverses marquant des corridors de cisaillement senestre et des changements d'orientation lithologique et structurale dans la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, emmène à se questionner sur la présence de structures comparables dans la ceinture métasédimentaire centrale en Ontario. Au Québec, les linéaments transverses correspondent à des réorientations de la Limite Chevauchante Allochtone qui deviennent localement transverses. Dickin et McNutt (2007) présentent une carte simplifiée du SO de la Province de Grenville en Ontario, qui contrairement à la carte utilisée lors de cette étude, indique une géométrie irrégulière de la Limite Chevauchante Allochtone qui est localement réorientée perpendiculairement à la direction générale de l'orogène comme au Québec (Figure 8.5). En faisant passer le long des portions de la Limite Chevauchante Allochtone qui forment un angle important avec la direction générale de l'orogène grenvillien en Ontario des linéaments se prolongeant dans la ceinture métasédimentaire centrale (Figure 8.5a), on soupçonne l'existence d'un autre mégakink (Figure 8.5b). Une étude plus approfondie en tenant compte d'études et de cartes plus précises de la ceinture métasédimentaire centrale en Ontario paraît nécessaire pour y valider la présence d'un mégakink (Mégakink de la CMB-O) et établir l'existence de structures en Ontario analogues à celle interprétées au Québec.

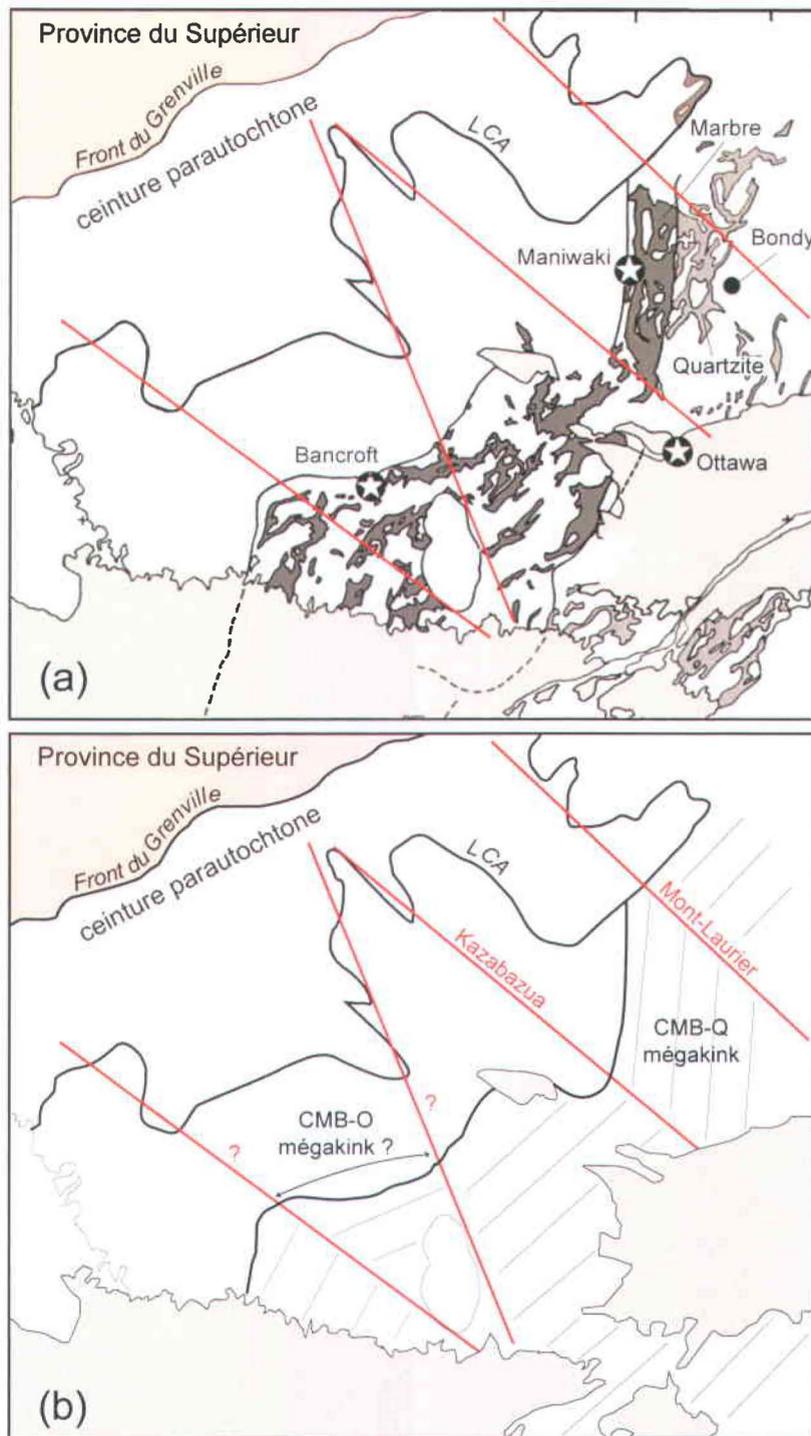


Figure 8.5 : (a) Carte géologique simplifiée du SO de la Province de Grenville au Canada, modifiée de Dickin et McNutt (2007), montrant la localisation des linéaments de Kazabazua et de Mont-Laurier et de deux nouveaux linéaments transverses en Ontario. (b) Les deux linéaments en Ontario montrent la possible existence d'un mégakink d'échelle régionale affectant la ceinture métasédimentaire centrale en Ontario (CMB-O). LCA : Limite Chevauchante Allochtone.

La nature géologique du linéament de Portneuf

L'étude du linéament de Portneuf sort du cadre de cette étude. Bien qu'une origine géologique ait été proposée pour ce linéament, celle-ci est basée sur des exemples actuels et ne permet d'établir de façon certaine son origine. Une étude plus détaillée des terrains de Portneuf-Mauricie et du Réservoir Taureau, qui sont traversés par ce linéament, est ainsi nécessaire pour établir avec plus de certitude l'origine géologique du linéament de Portneuf et sa possible implication sur la géologie de surface, les zones minéralisées de type Ni-Cu ± EGP présent dans le terrain de Portneuf-Mauricie et les événements géotectoniques ayant affectés cette partie de la province.

8.3. Conclusion générale

Les travaux réalisés durant cette étude sont basés sur l'étude de champ potentiel à différentes échelles, et les interprétations proposées ont grandement bénéficié du nombre important et de la qualité des études antérieures réalisées au cours des 20 dernières années dans le SO du Québec, principalement dans la ceinture parautochtone et dans les terrains allochtones du Réservoir Cabonga, de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec et du terrain de Morin.

Cette thèse illustre l'importance d'étude multi-échelle avec une approche initiale régionale qui a permis de mieux comprendre les événements tectoniques et l'influence fondamentale qu'ont eu les structures transverses dans l'histoire de l'orogène grenvillien au SO du Québec. De plus, l'utilisation des levés gravimétriques et aéromagnétiques gouvernementaux sont actuellement sous utilisés, pourtant ils ont permis l'interprétation de structures majeures dans un secteur bien documenté, et leur utilisation devrait être plus systématique lors d'étude géologique, quelque soit leur échelle.

L'interprétation de linéaments à partir de données de champ potentiel, qui a été grandement utilisée dans cette étude, est subjective et varie suivant la perception de l'auteur et sa compréhension géologique des terrains couverts par ces données. Cette méthode reste par conséquent sujette à caution. Toutefois, cette étude intègre de nombreuses études géologiques et observations de terrains antérieures pour proposer une origine géologique plausible à plusieurs linéaments identifiés dans le SO de la Province de Grenville au Québec. Des travaux de terrain additionnels sont nécessaires pour affiner, valider ou infirmer les modèles proposés.

De grands linéaments droits transverses, interprétés comme des failles de socle pré-grenvilliennes, ont été identifiés au SO de la Province de Grenville au Québec. Malgré les orogénèses grenvilliennes, l'existence de grandes structures droites dans ce secteur de la province constitue un cas exceptionnel où le transport tectonique lors des différentes orogénèses grenvilliennes s'est fait parallèlement aux linéaments transverses, favorisant ainsi la réactivation et permettant de préserver la géométrie pré-grenvillienne des failles de socle transverses.

Finalement, les conclusions de ce projet permettent de mieux comprendre les relations entre la minéralisation et les événements orogéniques grenvilliens de cette région. Cette étude propose une redéfinition d'aspects cruciaux sur (i) les événements tectoniques qui ont affecté le SO de la Province de Grenville au Québec et plus particulièrement la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, et (ii) les facteurs qui contrôlent la localisation, la synchronisation et le comportement de la minéralisation dans les terrains de haut grade métamorphique.

Les résultats et les conclusions obtenus durant cette recherche pourront être réutilisés pour servir de base à de futures campagnes de prospection de gisements dans la Province de Grenville. Ils pourront également avoir des répercussions pour la compréhension et l'exploration dans des terrains de haut grade similaires ailleurs dans le monde.



RÉFÉRENCES

- Airo, M.-L., Wennerström, M., 2010. Application of regional aeromagnetic data in targeting detailed fracture zones. *Journal of Applied Geophysics* 71, 62-70. Doi:10.1016/j.jappgeo.2010.03.003.
- Allard, G.O., 1976. Doré Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny. Ministère des Richesses naturelles du Québec, DP 368, 484 p.
- Allard, G.O., 1979. Prolongement du complexe de lac Doré dans la Province de Grenville, à l'est de Chibougamau. Ministère des Richesses naturelles du Québec, DPV-685, 18 p.
- Al-Wardi, M., Butler, R.W.H., 2007. Constrictional extensional tectonics in the northern Oman mountains, its role in culmination development and the exhumation of the subducted Arabian continental margin. *Geological Society of London, Special Publications* 272, 187-202. Doi: 10.1144/GSL.SP.2007.272.01.11.
- Amelin, Y.V., Corriveau, L., Morin, D., 1994. Constraints on the evolution of Grenvillian lithosphere from Nd-Sr-Pb clinopyroxene and garnet and U-Pb zircon study of pyroxenite and mafic granulitic xenoliths. *United States Geological Survey, Circular* 1107, 68 p.
- Amelin, Y.V., Heaman, L.M., Semenov, V.S., 1995. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: Implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting. *Precambrian Research* 75, 31-46. Doi: 10.1016/0301-9268(95)00015-W.
- Anderson, T.B., 1974. The relationship between kink-bands and shear fractures in the experimental deformation of slate. *Journal of the Geological Society* 130, 367-382. Doi: 10.1144/gsjgs.130.4.0367.
- Annechione, M.A., Chouteau, M., Keating, P., 2001. Gravity interpretation of bedrock topography: The case of the Oak Ridges Moraine, southern Ontario, Canada. *Journal of Applied Geophysics* 47, 63-81. Doi: 10.1016/S0926-9851(01)00047-7.
- Antonoff, V., Richer-LaFlèche, M., Corriveau, L., Dufrechou, G., Harris, L.B., 2009. Metamorphosed advanced argillic alteration in the Bondy gneiss complex, Grenville Province, Quebec: Metalotect for exploration of metamorphosed epithermal systems? / Altération argilique avancée métamorphisée au sein du complexe gneissique de Bondy,

- Province de Grenville, Québec : Métallotecte pour l'exploration de systèmes de type épithermal métamorphisés? Quebec Exploration 2009, November 23-26, Quebec City, 175B+C. <http://www.quebecexploration.qc.ca/2009/exposition-geoscientifique-175BC.asp> (accessed May 2011).
- Antonuk, C., Mareschal, J.-C., 1992. Gravity profiles along the seismic reflection lines of the Abitibi-Grenville transect. In Proceedings, Project Lithoprobe Abitibi-Grenville Workshop IV, Montréal, 43-46.
- Archibald, N.J., Gow, P., Boschetti, F., 1999. Multiscale edge analysis of potential field data. *Exploration Geophysics* 30, 38-44. Doi: 10.1071/EG999038.
- Asadi, H.H., Hale, M., 2001. A predictive GIS model for mapping potential gold and base metal mineralization in Takab area, Iran. *Computers & Geosciences* 27, 901-912. Doi: 10.1016/S0098-3004(00)00130-8.
- Audet, P., Mareschal, J.-C., 2007. Wavelet analysis of the coherence between Bouguer gravity and topography: Application to the elastic thickness anisotropy in the Canadian Shield. *Geophysical Journal International* 168, 287-298. Doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03231.x.
- Austin, J.R., Blenkinsop, T.G., 2008. The Cloncurry lineament: Geophysical and geological evidence for a deep crustal structure in the Eastern Succession of the Mount Isa Inlier. *Precambrian Research* 163, 50-68. Doi: 10.1016/j.precamres.2007.08.012.
- Austin, J.R., Blenkinsop, T.G., 2010. Cloncurry Fault Zone: Strain partitioning and reactivation in a crustal-scale deformation zone, Mt Isa Inlier. *Australian Journal of Earth Sciences* 57, 1-20. Doi: 10.1080/08120090903416187.
- Avramtchev, L., Lebel-Drolet, S., 1981. Catalogue des gîtes minéraux du Québec: Région de l'Abitibi. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, DPV 7-44.
- Baker, D.J., 1980. The metamorphic and structural history of the Grenville Front near Chibougamau, Quebec: Unpublished Ph.D. thesis, Athens, Georgia, University of Georgia, 335 p.
- Balagansky, V.V., Timmerman, M.J., Kozlova, N.Y., Kisilitsyn, R.V., 2001. A 2.44 Ga syn-tectonic mafic dyke swarm in the Kolvitsa Belt, Kola Peninsula, Russia: Implications for early Palaeoproterozoic tectonics in the north-eastern Fennoscandian Shield. *Precambrian Research* 105, 269-287. Doi: 10.1016/S0301-9268(00)00115-7.

- Bandyayera, B., Cadéron, S., Houle, P., Sharma, K.N.M., 2005. Géologie de la région du lac Mitshisso (SNRC 32H/13). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, RP 2005-04, 12 p.
- Baragar, W.R.A., Ernst, R.E., Hulbert, L., Peterson, T., 1996. Longitudinal petrochemical variations in the Mackenzie dyke swarm, northwestern Canadian Shield. *Journal of Petrology* 37, 317-359. Doi: 10.1093/petrology/37.2.317.
- Barbe, P., Demers, M., Ducharme, É., 2010. Kipawa, an unexplained auriferous anomaly on the Grenville Front / Kipawa: une anomalie aurifère inexplicquée au front de Grenville. Quebec Exploration 2010, Quebec City, November 24, session 4: New geological knowledge and mineral potential in the Grenville Province. http://www.quebecexploration.qc.ca/2010/pdf/session4/04_05_barbe.pdf (accessed May 2011).
- Barbosa, V.C.F., Menezes, P.T.L., Silva, J.B.C., 2007. Gravity data as a tool for detecting faults: In-depth enhancement of subtle Almada's basement faults, Brazil. *Geophysics* 72, B59-B68. Doi: 10.1190/1.2713226.
- Bartholomew, M.J., Hatcher Jr, R.D., 2010. The Grenville orogenic cycle of southern Laurentia: Unraveling sutures, rifts, and shear zones as potential piercing points for Amazonia. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 4-20. Doi: 10.1016/j.jsames.2009.08.007.
- Bartlett, W.L., Friedman, M., Logan, J.M., 1981. Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure Part IX. Wrench faults in limestone layers. *Tectonophysics* 79, 255-277. Doi: 10.1016/0040-1951(81)90116-5.
- Begg, G.C., Griffin, W.L., Natapov, L.M., O'Reilly, S.Y., Grand, S.P., O'Neill, C.J., Hronsky, J.M.A., Djomani, Y.P., Swain, C.J., Deen, T., Bowden, P., 2009. The lithospheric architecture of Africa: Seismic tomography, mantle petrology, and tectonic evolution. *Geosphere* 5, 23-50. Doi: 10.1130/GES00179.1.
- Belzile, E. 2009. NI 43-101, Technical report for Niobec mine Quebec, Canada. Report prepared for iamgold. http://www.iamgold.com/Theme/IAmGold/files/operations/43-101%20Technical%20Report%20Niobec,%20February18_2009.pdf (accessed May 2011).
- Berclaz, A., Hébert, R., Rocheleau, M., 1995. La zone tectonique du Front de Grenville à l'est de Louvicourt, Québec : exhumation de la croûte archéenne pendant l'orogénie

- grenvillienne. *Revue canadienne des sciences de la Terre* 32, 1899-1920. Doi: 10.1139/e95-146.
- Bierlein, F.P., Murphy, F.C., Weinberg, R.F., Lees, T., 2006a. Distribution of orogenic gold deposits in relation to fault zones and gravity gradients: Targeting tools applied to the Eastern Goldfields, Yilgarn Craton, Western Australia. *Mineralium Deposita* 41, 107-126. Doi: 10.1007/s00126-005-0044-4.
- Bierlein, F., Groves, D., Goldfarb, R., Dubé, B., 2006b. Lithospheric controls on the formation of provinces hosting giant orogenic gold deposits. *Mineralium Deposita* 40, 874-886. Doi: 10.1007/s00126-005-0046-2.
- Blakely, R.J., 1995. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University press, New York, 441 p.
- Blakely, R.J., Simpson, R.W., 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics* 51, 1494-1498. Doi: 10.1190/1.1442197.
- Bleeker, W., 2003. The late Archean record: A puzzle in ca. 35 pieces. *Lithos* 71, 99-134. Doi:10.1016/j.lithos.2003.07.003.
- Bleeker, W., Ernst, R., 2006. Short-lived mantle generated magmatic events and their dyke swarms: The key unlocking Earth's paleogeographic record back to 2.6 Ga, in: Hanski, E., Mertanen, S., Rämö, T., Vuollo, J. (Eds.), *Dyke swarms – Time markers of crustal evolution*. Taylor and Francis/Balkema, London, pp. 3-26.
- Blein, O., Richer-LaFlèche, M., Corriveau, L., 2003. Geochemistry of the granulitic Bondy gneiss complex: A 1.4 Ga arc in the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Canada. *Precambrian Research* 120, 193-218. Doi:10.1016/S0301-9268(02)00112-2.
- Blein, O., Corriveau, L., Richer-Laflèche, M., 2004. Cordierite-orthopyroxene white gneiss: A key to unveiling pre-metamorphic hydrothermal activity in the Bondy gneiss complex, Grenville Province, Quebec, in: Tollo, R.P., Corriveau, L., McLelland, J., Bartholomew, M.J. (Eds.), *Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in North America*. Geological Society of America, Memoir 197, pp. 19-33. Doi: 10.1130/0-8137-1197-5.19.
- Blum, M.L.B., Pires, A.C.B., de Moraes, R.A.V., 2000. Gravity inversion on granite-greenstone belt areas: Crixas, guarinos and Pilar de Goias, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 547-550.

- Bogdanova, S.V., Pisarevsky, S.A., Li, Z.X., 2009. Assembly and breakup of Rodinia (some results of IGCP Project 440). *Stratigraphy and Geological Correlation* 17, 259-274. Doi: 10.1134/S0869593809030022.
- Boggs, K., 1996. Retrograde cation exchange in garnets during slow cooling of mid crustal granulites and the P-T-t trajectories from the Mont-Laurier region, Grenville Province, Québec. *Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Canada*, 349 p. Doi.org/doi:10.1522/1533059.
- Boggs, K.J.E., Corriveau, L., 2004. Granulite-facies P-T-t paths and the influence of retrograde cation diffusion during polyphase orogenesis, western Grenville Province, Quebec, in: Tollo, R.P., Corriveau, L., McLelland, J., Bartholomew, M.J. (Eds.), *Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in North America*. Geological Society of America, *Memoir* 197, pp. 35-64. Doi: 10.1130/0-8137-1197-5.35.
- Boggs, K.J.E., van Breemen, O., Corriveau, L., Sawyer, E.W., 1994. New insights on metamorphism in the Central Metasedimentary Belt of Quebec, Grenville Province. *Mineralogical Magazine* 58A, 105-106.
- Bourlon, É., 2004. Analysis of gravity and magnetic fields in the Canadian Shield using standard and wavelet-based methods. PhD thesis, Université du Québec à Chicoutimi and Université du Québec à Montréal, Canada, 187 p. Doi: 10.1522/18040901.
- Bonnet, A.-L., Corriveau, L., 2007a. Alteration vectors to metamorphosed hydrothermal systems in gneissic terranes, in: Goodfellow, W.D. (Eds.), *Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods*. Geological Association of Canada Mineral Deposits Division, *Special Publication* 5, pp. 1035-1049.
- Bonnet, A.-L., Corriveau, L. 2007b. Atlas et outils de reconnaissance de systèmes hydrothermaux métamorphisés dans les terrains gneissiques, in Goodfellow, W.D. (Eds.), *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, *Special Publication* 5, 95 p.
- Boyce, J.I., Morris, W.A., 2002. Basement-controlled faulting of Paleozoic strata in southern Ontario, Canada: New evidence from geophysical lineament mapping. *Tectonophysics* 353, 151-171. Doi: 10.1016/s0040-1951(02)00280-9.

- Briggs, I.C., 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics* 39, 39-48. Doi:10.1190/1.1440410.
- Brunet, S., Martignole, J., 1995. Gneiss et pegmatites à néphéline du réservoir Cabonga, parc de la Vérendrye. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, MB 95-04.
- Buchan, K.L., Ernst, R.E., 2004. Diabase dyke swarms and related units in Canada and adjacent regions. Geological Survey of Canada Map 2022A, 1:5 000 000.
- Buchan, K.L., Mortensen, J.K., Card, K.D., 1993. Northeast-trending Early Proterozoic dykes of southern Superior Province: Multiple episodes of emplacement recognized from integrated paleomagnetism and U-Pb geochronology. *Canadian Journal of Earth Sciences* 30, 1286-1296. Doi: 10.1139/e93-110.
- Buchan, K.L., Goutier, J., Hamilton, M.A., Ernst, R.E., Matthews, W.A., 2007. Paleomagnetism, U-Pb geochronology, and geochemistry of Lac Esprit and other dyke swarms, James Bay area, Quebec, and implications for Paleoproterozoic deformation of the Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences* 44, 643-664. Doi: 10.1139/E06-131.
- Burdick, S., Li, C., Martynov, V., Cox, T., Eakins, J., Mulder, T., Astiz, L., Vernon, F.L., Pavlis, G.L., van der Hilst, R.D., 2008. Upper mantle heterogeneity beneath North America from travel time tomography with global and USArray transportable array data. *Seismological Research Letters* 79, 384-392. Doi: 10.1785/gssrl.79.3.384.
- Bureau, S., 2010. Crevier: Quebec's Next Niobium-Tantalum Producer / Crevier : prochain producteur de niobium et tantale au Québec. Quebec Exploration 2010, Québec City, November 24, session 4: New geological knowledge and mineral potential in the Grenville Province.
- Busch, J.P., van der Pluijm, B.A., Hall, C.M., Essene, E.J., 1996. Listric normal faulting during postorogenic extension revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology near the Robertson Lake shear zone, Grenville orogen, Canada. *Tectonics* 15, 387-402. Doi: 10.1029/95tc03501.
- Cadéron, S., Rivers, T., 2006. Inverted metamorphism at the eastern margin of the Superior Province: new insights on regional metamorphic overprinting along the Grenville Front in Québec, Canada. GAC-MAC Annual General Meeting, Montreal, May 14-17, Abstracts with Program 31, 22-23.

- Cadéron, S., Roy, P., Bandyayera, D., Sharma, K.N.M., 2005. Étude métamorphique d'un segment du Front de Grenville. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, RP2005-03, 12 p.
- Canadian Aeromagnetic Data Base / Base canadienne de données aéromagnétiques, 2006. Geoscience Data Repository, Geological Survey of Canada, Earth Sciences Sector, Natural Resources Canada, Government of Canada. http://gdr.nrcan.gc.ca/aeromag/index_e.php (accessed May 2011).
- Canadian Geodetic Information System / Système canadien d'information géodésique, 2006. Geoscience Data Repository, Geological Survey of Canada, Earth Sciences Sector, Natural Resources Canada, Government of Canada. http://gdr.nrcan.gc.ca/gravity/index_e.php (accessed May 2011).
- Card, K.D., 1990. A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Research* 48, 99-156. Doi:10.1016/0301-9268(90)90059-Y.
- Carr, S., Easton, R.M., Jamieson, R.A., Culshaw, N.G., White, D.J., 2000a. The Grenville Orogen of Ontario and New York – A Himalayan-scale mountain belt: Significance of along-strike variations. The Lithoprobe celebratory conference: From parameters to processes revealing the evolution of a continent. http://www.lithoprobe.ca/Contributed%20Abstracts/Oral%20Presentation/Carr%20et%20al.%202004_LithAbs_Final.pdf (accessed May 2011).
- Carr, S., Easton, R.M., Jamieson, R.A., Culshaw, N.G., 2000b. Geologic transect across the Grenville orogen of Ontario and New York. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37, 193-216. Doi: 10.1139/e99-074.
- Chapin, D.A., 1996. The theory of the Bouguer gravity anomaly: A tutorial. *The Leading Edge* 15, 361-363. Doi:10.1190/1.1437341.
- Chen, Y.D., Krogh, T.E., Lumbers, S.B., 1995. Neoproterozoic trondhjemitic and tonalitic orthogneisses identified within the northern Grenville Province in Ontario by precise U-Pb dating and petrologic studies. *Precambrian Research* 72, 263-281. Doi: 10.1016/0301-9268(94)00094-8.

- Chennouf, T., Khattach, D., Milhi, A., Andrieux, P., Keating, P., 2007. Principales lignes structurales du Maroc nord-oriental : apport de la gravimétrie. *Comptes Rendus Geoscience* 339, 383-395. Doi: 10.1016/j.crte.2007.03.006.
- Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., 2004. Geophysical evidence for terrane boundaries in south-central Argentina. *Gondwana Research* 7, 1105-1116. Doi: 10.1016/s1342-937x(05)71087-x.
- Chernicoff, C.J., Richards, J.P., Zappettini, E.O., 2002. Crustal lineament control on magmatism and mineralization in northwestern Argentina: Geological, geophysical, and remote sensing evidence. *Ore Geology Reviews* 21, 127-155. Doi: 10.1016/S0169-1368(02)00087-2.
- Clark, D.A., Emerson, D.W., 1991. Notes on rock magnetization characteristics in applied geophysical studies. *Exploration Geophysics* 22, 547-555. Doi:10.1071/EG991547.
- Clark, T., 2000. Le potentiel en Cu-Ni±Co±EGP du Grenville Québécois : Exemple de minéralisation magmatique et remobilisée. *Chronique de la Recherche Minière* 539, 85-100.
- Clark, T., Gobeil, A., David, J., 2005. Iron oxide – copper – gold-type and related deposits in the Manitou Lake area, eastern Grenville Province, Quebec: Variations in setting, composition, and style. *Canadian Journal of Earth Sciences* 42, 1829-1847. Doi: 10.1139/e05-048.
- Clark, T., Gobeil, A., Chevé, S., 2010. Alterations in IOCG-type and related deposits in the Manitou Lake area, eastern Grenville Province, Quebec, in: Corriveau, L., Mumin, A.H. (Eds.), *Exploring for iron oxide copper-gold deposits: examples from Canada and global analogues*. Geological Association of Canada, Short Course Notes 20, pp. 127-146.
- Cloos, E., 1955. Experimental analysis of fracture patterns. *Geological Society of America Bulletin* 66, 241-256. Doi: 10.1130/0016-7606(1955)66[241:eaofp]2.0.co;2.
- Clowes, R.M., Calvert, A.J., Eaton, D., Hajnal, Z., Hall, J., Ross, G.M., 1996. LITHOPROBE reflection studies of Archean and Proterozoic crust in Canada. *Tectonophysics* 264, 65-88. Doi: 10.1016/S0040-1951(96)00118-7.
- Cooper, G.R.J., Cowan, D.R., 2006. Enhancing potential field data using filters based on the local phase. *Computers & Geosciences* 32, 1585-1591. Doi: 10.1016/j.cageo.2006.02.016.

- Cooper, G.R.J., Cowan, D.R., 2008. Edge enhancement of potential-field data using normalized statistics. *Geophysics* 73, H1-H4. Doi: 10.1190/1.2837309.
- Corrigan, D., Hanmer, S., 1997. Anorthosites and related granitoids in the Grenville orogen: A product of convective thinning of the lithosphere? *Geology* 25, 61-64. Doi: 10.1130/0091-7613(1997)025<0061:AARGIT>2.3.CO;2.
- Corrigan, D., van Breemen, O., 1997. U-Pb age constraints for the lithotectonic evolution of the Grenville Province along the Mauricie transect, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 34, 299-316. Doi: 10.1139/e17-027.
- Corriveau, L., 1990. Proterozoic subduction and terrane amalgamation in the southwestern Grenville Province, Canada: Evidence from ultrapotassic to shoshonitic plutonism. *Geology* 18, 614-617. Doi: 10.1130/0091-7613(1990)018<0614:PSATAI>2.3.CO;2.
- Corriveau, L., 1991. Lithotectonic studies in the Central Metasedimentary Belt of the southwestern Grenville Province: Plutonic assemblages as indicators of tectonic setting. *Current Research Part C, Geology Survey of Canada* 91-1C, 89-98.
- Corriveau, L., 2007. Iron oxide copper-gold (\pm Ag, \pm Nb, \pm REE, \pm U) deposits: A canadian perspective, in: Goodfellow, W.D. (Eds.), *Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, pp. 307-328.
- Corriveau, L., in press / sous presse. Architecture de la ceinture métasédimentaire centrale au Québec, Province de Grenville : Un exemple de l'analyse de terrain de métamorphisme élevé. *Commission géologique du Canada, Bulletin* 586, 252 p.
- Corriveau, L., Bonnet, A.-L., 2005. Pinwarian (1.5 Ga) volcanism and hydrothermal activity at the eastern margin of the Wakeham Group, Grenville Province, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 42, 1749-1782. Doi: 10.1139/e05-086.
- Corriveau, L., Clark, T., 2005. Introduction to the Grenville Province: A geological and mineral resources perspective derived from government and academic research initiatives. *Canadian Journal of Earth Sciences* 42, 1637-1642. Doi: 10.1139/e05-117.
- Corriveau, L., Gorton, M.P., 1993. Coexisting K-rich alkaline and shoshonitic magmatism of arc affinities in the Proterozoic: A reassessment of syenitic stocks in the southwestern

- Grenville Province. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113, 262-279. Doi: 10.1007/BF00283233.
- Corriveau, L., Jourdain, V., 2000. Lac Nomingue - SNCR 31J06. Ministère des Ressources naturelles du Québec, carte SI-31J06-C3G-00G.
- Corriveau, L., Leblanc, D., 1995. Sequential nesting of magmas in marble, southwestern Grenville Province, Quebec: From fracture propagation to diapirism. *Tectonophysics* 246, 183-200. Doi:10.1016/0040-1951(94)00265-B.
- Corriveau, L., Madore, L., 2000. Duhamel - SNRC 31J03. Ministère des Ressources naturelles du Québec, carte SI-31J03-C3G-99L.
- Corriveau, L., Morin, D., 2000. Modelling 3D architecture of western Grenville from surface geology, xenoliths, style of magma emplacement, and lithoprobe reflectors. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37, 235-251. Doi: 10.1139/cjes-37-2-3-235.
- Corriveau, L., Rivard, B., 1997. De la source à la surface : L'extraction, le transport et la mise en place de magmas, et leur utilité pour discriminer et caractériser les événements orogéniques dans le sud-ouest de la Province de Grenville, Québec. *Association géologique du Canada / Association minéralogique du Canada, Livret-guide B4*, 82 p.
- Corriveau, L., van Breemen, O., 2000. Docking of the Central Metasedimentary Belt to Laurentia in Geon 12: evidence from the 1.17-1.16 Ga Chevreuil intrusive suite and host gneisses, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37, 253-269. Doi: 10.1139/cjes-37-2-3-253.
- Corriveau, L., Heaman, L.M., Marcantonio, F., van Breemen, O., 1990. 1.1 Ga K-rich alkaline plutonism in the SW Grenville Province: U-Pb constraints for the timing of subduction-related magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 105, 473-485. Doi: 10.1007/BF00286834.
- Corriveau, L., Morin, D., Madore, L., 1994. Géologie et cibles d'exploration de la partie centre-est de la Ceinture métasedimentaire du Québec, Province de Grenville. *Geological survey of Canada, Current Research Part C*, 355-365.
- Corriveau, L., Morin, D., Tellier, M., Amelin, Y., van Breemen, O., 1996a. Le dyke de minette de Rivard et ses xénolites, témoins de la lithosphère sous-jacente à la Province de Grenville à 1.08 Ga et des mécanismes de mise en place des minettes, in: LeCheminant, A.N., Richardson, D.G., Dilabio, R.N.W., Richardson, K.A. (Eds.), *La*

- recherche de diamants au Canada. Commission géologique du Canada, DP 3228, pp. 139-142.
- Corriveau, L., Tellier, M.L., Morin, D., 1996b. Le dyke de minette de Rivard et le complexe cuprifère de Bondy : Implications tectoniques et métallogéniques pour la région de Mont-Laurier. Commission géologique du Canada, DP 3078, 70 p.
- Corriveau, L., Blein, O., Richer-LaFlèche, M., 1997. Progress report on the Bondy gneiss complex and its cupriferous hydrothermal system, Mont-Laurier area. Ministère des Ressources naturelles du Québec, GM 54804, 1 carte, 133 p.
- Corriveau, L., Rivard, B., van Breemen, O., 1998. Rheological controls on Grenvillian intrusive suites: Implications for tectonic analysis. *Journal of Structural Geology* 20, 1191-1204. Doi: 10.1016/S0191-8141(98)00058-3.
- Corriveau, L., Perreault, S., Davidson, A., 2007. Prospective metallogenic settings of the Grenville Province, in: Goodfellow, W.D. (Eds.), *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, pp. 819-847.
- Corriveau, L., Bonnet, A.-L., Clark, T., Antonoff, V., 2010. Metamorphosed hydrothermal alterations in the VMS, IOGG and epithermal systems: an indispensable exploration vector / Les altérations hydrothermales métamorphosées des systèmes SMV, IOCG et épithermaux : un vecteur d'exploration indispensable. Quebec Exploration 2010, Quebec City, November 24, session 4: New geological knowledge and mineral potential in the Grenville Province.
- Cox, S.F., Knackstedt, M.A., Braun, J., 2001. Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems. Chapter 1, in: Richards, J.P., Tosdal, R.M. (Eds.), *Structural controls on ore genesis*. *Reviews in Economic Geology* 14, pp. 1-24.
- Crafford, A.E.J., Grauch, V.J.S., 2002a. Deep crustal controls on mineral trends. *Ore Geology Reviews* 21, 125-126. Doi: 10.1016/s0169-1368(02)00086-0.
- Crafford, A.E.J., Grauch, V.J.S., 2002b. Geologic and geophysical evidence for the influence of deep crustal structures on Paleozoic tectonics and the alignment of world-class gold deposits, north-central Nevada, USA. *Ore Geology Reviews* 21, 157-184. Doi: 10.1016/S0169-1368(02)00088-4.

- Crawford, B.L., Betts, P.G., Aillères, L., 2010. An aeromagnetic approach to revealing buried basement structures and their role in the Proterozoic evolution of the Wernecke Inlier, Yukon Territory, Canada. *Tectonophysics* 490, 28-46. Doi: 10.1016/j.tecto.2010.04.025.
- Criss, R.E., Champion, D.E., McIntyre, D.H., 1985. Oxygen isotope, aeromagnetic, and gravity anomalies associated with hydrothermally altered zones in the Yankee Fork mining district, Custer County, Idaho. *Economic Geology* 80, 1277-1296. Doi: 10.2113/gsecongeo.80.5.1277.
- Culshaw, N.G., Jamieson, R.A., Ketchum, J.W.F., Wodicka, N., Corrigan, D., Reynolds, P.H., 1997. Transect across the northwestern Grenville orogen, Georgian Bay, Ontario: Polystage convergence and extension in the lower orogenic crust. *Tectonics* 16, 966-982. Doi: 10.1029/97TC02285.
- D'Amours, I., Bandyayera, D., 2010. Airborne geophysical surveys in James Bay region – Impact on geoscientific knowledge and new horizons for mineral exploration / Levés géophysiques aéroportés à la Baie-James - Impact sur la connaissance géoscientifique et nouveaux horizons pour l'exploration minière. Quebec Exploration 2010, Quebec City, November 24, Session 1 New geological knowledge and mineral potential in the eastern part of the James Bay Region.
- Dahl, P.S., Hamilton, M.A., Wooden, J.L., Foland, K.A., Frei, R., McCombs, J.A., Holm, D.K., 2006. 2480 Ma mafic magmatism in the northern Black Hills, South Dakota: A new link connecting the Wyoming and Superior cratons. *Canadian Journal of Earth Sciences* 43, 1579-1600. Doi:10.1139/e06-066.
- Daigneault, R., 1991. Évolution structurale du segment de roches vertes de Chibougamau, Sous-Province archéenne de l'Abitibi, Québec. Thèse de doctorat, Département de géologie et de génie géologique, Université Laval, Sainte-Foy, Québec, 352 p. Doi: 01-1494946.
- Daigneault, R., 1996. Couloirs de déformation de la sous-Province de l'Abitibi. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, MB 96-33, 115 p.
- Daigneault, R., Allard, G.O., 1994. Transformation of Archean structural inheritance at the Grenville foreland parautochthon transition zone, Chibougamau, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 31, 470-488. Doi: 10.1139/e94-043.

- Daigneault, R., Mueller, W.U., Chown, E.H., 2002. Oblique Archean subduction: Accretion and exhumation of an oceanic arc during dextral transpression, southern Volcanic Zone, Abitibi Subprovince Canada. *Precambrian Research* 115, 261-290. Doi: 10.1016/S0301-9268(02)00012-8.
- Darbyshire, F.A., Eaton, D.W., Frederiksen, A.W., Ertolahti, L., 2007. New insights into the lithosphere beneath the Superior Province from Rayleigh wave dispersion and receiver function analysis. *Geophysical Journal International* 163, 1043-1068. Doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03259.x.
- Davidson, A., 1984a. Identification of ductile shear zones in the southwestern Grenville Province of the Canadian Shield, in: Kroner, A., Greiling, R. (Eds.) *Precambrian Tectonics Illustrated*. Stuttgart, Germany, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 263-279.
- Davidson, A., 1984b. Tectonic boundaries within the Grenville Province of the Canadian Shield. *Journal of Geodynamics* 1, 433-444. Doi: 10.1016/0264-3707(84)90018-8.
- Davidson, A., 1995. A review of the Grenville orogen in its North America type area. *Journal of Australian Geology and Geophysics* 16, 3-24.
- Davidson, A., 1998. Geological map of the Grenville Province, Canada and adjacent parts of the United States of America. Geological Survey of Canada, Map 1947A, scale: 1:2,000,000.
- Davidson, A., 2001. The Chief Lake complex revisited, and the problem of correlation across the Grenville Front south of Sudbury, Ontario. *Precambrian Research* 107, 5-29. Doi: 10.1016/S0301-9268(00)00152-2.
- Davidson, A., 2008. Late Paleoproterozoic to mid-Neoproterozoic history of northern Laurentia: An overview of central Rodinia. *Precambrian Research* 160, 5-22. Doi: 10.1016/j.precamres.2007.04.023.
- Dewey, J.F., 1965. Nature and origin of kink-bands. *Tectonophysics* 1, 459-494. Doi: 10.1016/0040-1951(65)90019-3.
- Dewey, J.F., Burke, K.C., 1973. Tibetan, Variscan, and Precambrian basement reactivation: Products of continental collision. *Journal of Geology* 81, 683-692.
- Dickin, A.P., 2000. Crustal formation in the Grenville Province: Nd-isotope evidence. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37, 165-181. Doi: 10.1139/e99-039.

- Dickin, A.P., Guo, A., 2001. The location of the Allochthon Boundary Thrust and the Archean-Proterozoic suture in the Mattawa area of the Grenville Province: Nd isotope evidence. *Precambrian Research* 107, 31-43. Doi: 10.1016/S0301-9268(00)00153-4.
- Dickin, A.P., McNutt, R.H., 1989. Nd model age mapping of the southeast margin of the Archean foreland in the Grenville Province of Ontario. *Geology* 17, 299-302. Doi: 10.1130/0091-7613.
- Dickin, A.P., McNutt, R.H., 2007. The Central Metasedimentary Belt (Grenville Province) as a failed back-arc rift zone: Nd isotope evidence. *Earth and Planetary Science Letters* 259, 97-106. Doi: 10.1016/j.epsl.2007.04.031.
- Dickin, A.P., McNutt, R.H., Marcantonio, F., Martignole, J., 1989. The SW Grenville Province as a reworked Superior Penokean margin. *Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada, Program with abstracts* 18, A 72.
- Dickin, A.P., McNutt, R.H., Martin, C., Guo, A., 2010. The extent of juvenile crust in the Grenville Province: Nd isotope evidence. *Geological Society of America Bulletin* 122, 870-883. Doi: 10.1130/b26381.1.
- Dimroth, E., Archambault, G., Goulet, N., Guha, J., Mueller, W., 1984. A mechanical analysis of the late Archean Gwillim Lake shear belt, Chibougamau area, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 21, 963-968. Doi: 10.1139/e84-101.
- Doig, R., 1977. Rb-Sr geochronology and evolution of the Grenville Province in northwestern Quebec, Canada. *Geological Society of America Bulletin* 88, 1843-1856. Doi: 10.1130/0016-7606(1977)88<1843:rgaeot>2.0.co;2.
- Doig, R., 1991. U-Pb zircon dates of Morin anorthosite suite rocks, Grenville Province, Quebec. *Journal of Geology* 99, 729-738.
- Doyle, M., Gibbs, D., Savage, J., Blenkinsop, T.G., 2009. Geology of the Tropicana gold Project, Western Australia. *Smart science for exploration and mining, proceedings of the tenth biennial society for geology applied to Mineral deposits meeting, Townsville*, 50-52.
- Drummond, B.J., Goleby, B.R., Goncharov, A.G., Wyborn, L.A.I., Collins, C.D.N., MacCready, T., 1998. Crustal-scale structures in the Proterozoic Mount Isa Inlier of north Australia: Their seismic response and influence on mineralisation. *Tectonophysics* 288, 43-56. Doi: 10.1016/s0040-1951(97)00282-5.

- Drummond, B., Lyons, P., Goleby, B., Jones, L., 2006. Constraining models of the tectonic setting of the giant Olympic Dam iron oxide–copper–gold deposit, South Australia, using deep seismic reflection data. *Tectonophysics* 420, 91-103. Doi: 10.1016/j.tecto.2006.01.010.
- Dudàs, F.Ö., Davidson, A., Bethune, K.M., 1994. Age of the Sudbury diabase dikes and their metamorphism in the Grenville Province, Ontario. Radiogenic age and isotopic studies: Report 8. Geological Survey of Canada, Current Research 1994-F, 97-106.
- Dufréchu, G., Harris, L.B., 2009. Existence of Deep-Seated Transverse Discontinuities Involved in the Geodynamic and Metallogenic History of the Southwestern Grenville Province in Québec, Canada / Existence de discontinuités transverses profondes impliquées dans l'histoire géodynamique et métallogénique du sud-ouest de la Province de Grenville au Québec, Canada. Quebec Exploration 2009, Quebec City, November 24-26, 175 B+C.
- Dufréchu, G., Antonoff, V., Harris, L.B., Corriveau, L., Richer-LaFlèche, M., 2008. Evidence for superposed, post-peak metamorphic magnetite-sulphide mineralization related to NE-striking shear zones in the Bondy gneiss complex, Grenville Province, Quebec. Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting, Quebec City, May 26-28, abstract with program 33.
- Dupuis, C., Beaudoin, G., Malo, M., 2010. DIVEX: the network and current projects / DIVEX : le réseau et les projets en cours. Quebec Exploration 2010, Quebec city, November 22-25, 165-166-167.
- Easton, R.M., 1992. The Grenville Province and the Proterozoic history of central and southern Ontario, in: Thurston, P.C., Williams, H.R., Sutcliffe, R.H., Stott G.M. (Eds.), *Geology of Ontario*. Ontario Geological Survey, Special Volume 4, pp. 715-904.
- Easton, R.M., 2000. Metamorphism of the Canadian Shield, Ontario, Canada II. Proterozoic metamorphic history. *The Canadian Mineralogist* 38, 319-344. Doi: 10.2113/gscanmin.38.2.319.
- Easton, R.M., 2005. Geon 24 layered mafic intrusions in North America and Fennoscandia: are existing comparisons oversimplified? Abstracts in Volume of 10th International Platinum Symposium, August 7-11, Oulu Finland, pp. 66-69.

- Edfelt, Å., Eilu, P., Martinsson, O., Niiranen, T., Weihed, P., 2004. The northern Fennoscandia IOCG-province. SGA News 18: <https://www.e-sga.org/fileadmin/sga/document/SGANews18.pdf> (accessed May 2011).
- Eilu, P., 2004. Iron oxide-copper-gold excursion and workshop, Northern Finland and Sweden, May 31-June 4. Geological Survey of Finland, Report M 10.3/2004/1/10. 93 p.
- Eilu, P., Niiranen, T., 2002. Iron oxide-copper-gold deposits in Finland. Geological Survey of Finland, Report M 10.1/2002/4, 6 p.
- Eilu, P., Sorjonen-Ward, P., Nurmi, P., Niiranen, T., 2003. A review of gold Mineralization styles in Finland. *Economic Geology* 98, 1329-1353. Doi: 10.2113/gsecongeo.98.7.1329.
- Emslie, R.F., Hunt, P.A., 1990. Ages and petrogenetic significance of igneous mangerite-charnockite suites associated with massif anorthosites, Grenville Province. *Journal of Geology* 98, 213-231.
- Ernst, R., Bleeker, W., 2010. Large igneous provinces (LIPs), giant dyke swarms, and mantle plumes: Significance for breakup event within Canada and adjacent regions from 2.5 to the Present. *Canadian Journal of Earth Sciences* 47, 695-739. Doi: 10.1139/E10-025.
- Ernst, R.E., Buchan, K.L., 2010. Geochemical database of Proterozoic intraplate mafic magmatism in Canada. Geological Survey of Canada, Open File 6016, 14 p.
- Esdale, D., Pridmore, D.F., Coggon, J., Muir, P., Williams, P., Fritz, F., 2003. The Olympic Dam copper-uranium-gold-silver-rare earth element deposit, south Australia: A geophysical case history. *ASEG Extended Abstracts 2003*, 147-168. Doi: 10.1071/ASEGSpec12_13.
- Fahrig, W.F., Christie, K.W., Chown, E.H., Janes, D., Machado, N., 1986. The tectonic significance of some basic dyke swarms in the Canadian Superior Province, with special reference to the geochemistry and paleomagnetism of the Mistassini swarm, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 23, 238-253. Doi: 10.1139/e86-026.
- Faure, S., 2003. Proterozoic iron oxide (copper gold) deposits: Exploration targets in Quebec. CONSOREM project 2000-4, 60 p.
- Faure, S., 2007. Forecasting tools for mineral exploration in high-grade metamorphic terrains: The Grenville parautochthonous belt, a high-potential zone. CONSOREM project 2003-2B, 47 p.
- Faure, S., Tremblay, A., Angelier, J., 1996. State of intraplate stress and tectonism of northeastern America since Cretaceous times, with particular emphasis on the New

- England-Quebec igneous province. *Tectonophysics* 255, 111-134. Doi: 10.1016/0040-1951(95)00113-1.
- Fernández, C., Castro, A., 1999. Pluton accommodation at high strain rates in the upper continental crust: The example of the Central Extremadura batholith, Spain. *Journal of Structural Geology* 21, 1143-1149. Doi: 10.1016/S0191-8141(99)00086-3.
- Fichler, C., Rundhovde, E., Olesen, O., Sæther, B.M., Rueslåtten, H., Lundin, E., Doré, A.G., 1999. Regional tectonic interpretation of image enhanced gravity and magnetic data covering the mid-Norwegian shelf and adjacent mainland. *Tectonophysics* 306, 183-197. Doi: 10.1016/S0040-1951(99)00057-8.
- Fitzgerald, D., Reid, A.A., McInerney, P., 2004. New discrimination techniques for Euler deconvolution. *Computers & Geosciences* 30, 461-469. Doi: 10.1016/j.cageo.2004.03.006.
- Florio, G., Fedi, M., Pasteka, R., 2006. On the application of Euler deconvolution to the analytic signal. *Geophysics* 71, 87-93. Doi: 10.1190/1.2360204.
- Friedman, R., Martignole, J., 1995. Mesoproterozoic sedimentation, magmatism, and metamorphism in the southern part of the Grenville Province (western Quebec): U-Pb geochronological constraints. *Canadian Journal of Earth Sciences* 32, 2103-2114. Doi: 10.1139/e95-164.
- Frith, R.A., Doig, R., 1973. Rb-Sr isotopic ages and petrologic studies of the rocks in the Lac St. Jean area, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 10, 881-899. Doi: 10.1139/e73-079.
- Frost, B.R., Mavrogenes, J.A., Tomkins, A.G., 2002. Partial melting of sulfide ore deposits during medium- and high-grade metamorphism. *The Canadian Mineralogist* 40, 1-18.
- Fu, W., Corriveau, L., Richer-LaFlèche, M., Blein, O., 2003. Birdwing shaped REE profiles and Nb/Ta, Hf/Sm ratios in the Bondy gneiss complex, Grenville Province, Quebec: Sensitive geochemical markers of fossil hydrothermal systems in high-grade metamorphic terrains: CIM Montreal 2003. Mining Industry Conference and Exhibition, Montréal, Canadian Institute of Mining, Technical Paper, CD-ROM.
- Fugro Airborne Surveys, 2007. Magnetic interpretation report airborne magnetic and GEOTEM® Survey, Bondy Lake, Quebec. Report prepared for Richmond Minerals Inc., No. 06421, 8 p.

- Gandhi, S.S., 2003. An overview of the Fe oxide-Cu-Au deposits and related deposit types: CIM Montreal 2003. Mining Industry Conference and Exhibition, Montréal, Canadian Institute of Mining, Technical Paper, CD-ROM.
- Gariépy, C., Verner, D., 1990. Dating Archean metamorphic minerals southeast of the Grenville Front, western Quebec, using Pb isotopes. *Geology* 18, 1078-1081. Doi: 10.1130/0091-7613(1990)018<1078:DAMMSO>2.3.CO;2.
- Garwin, S., 2000. The geologic setting of intrusion-related hydrothermal systems near the Batu Hijau Porphyry copper-gold deposit, Sumbawa, Indonesia, in: Goldfarb, R.J., Nielsen, R.L. (Eds.), *Integrated methods for discovery: Global exploration in the 21st Century*. Society of Economic Geologists, Special Publication 9, pp. 333-336.
- Garwin, S., 2002. Tectonic setting and gold-copper mineralization in Cenozoic magmatic arcs of southeast Asia. *Geological Society of America 2002, Denver Annual Meeting, October 27-30, Denver, Paper 2-5*.
- Garwin, S., Hall, R., Watanabe, Y., 2005. Tectonic Setting, Geology, and Gold and Copper Mineralization in Cenozoic Magmatic Arcs of Southeast Asia and the West Pacific, in: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., Richards, J.P. (Eds.), *Economic Geology 100th anniversary volume*, pp. 891-930.
- Gauthier, E., 1993. *Géochimie et pétrologie du complexe de La Bostonnais et du gabbro du Lac Lapeyrère*. Thèse de Maîtrise, Université Laval, Québec, Canada, 129 p.
- Gauthier, M., 1982. *Métallogénie du zinc dans la région de Maniwaki-Gracefield*. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, 2 cartes à l'échelle du 1/20 000.
- Gauthier, M., Brown, A.C., 1986. Zinc and iron metallogeny in the Maniwaki-Gracefield district, southwestern Quebec. *Economic Geology* 81, 89-112. Doi: 10.2113/gsecongeo.81.1.89.
- Gauthier, M., Chartrand, F., 2005. Metallogeny of the Grenville Province revisited. *Canadian Journal of Earth Sciences* 42, 1719-1734. Doi: 10.1139/e05-051.
- Gauthier, M., Chartrand, F., Cayer, A., David, J., 2004. The Kwyjibo Cu-REE-U-Au-Mo-F property, Quebec: A Mesoproterozoic polymetallic iron oxide deposit in the northeastern Grenville Province. *Economic Geology* 99, 1177-1196. Doi: 10.2113/gsecongeo.99.6.1177.
- Ge, L., Deng, J., Guo, X., Zou, Y., Liu, Y., 2009. Deep-seated structure and metallogenic dynamics of the Ailaoshan polymetallic mineralization concentration area, Yunnan

- Province, China. *Science in China Series D: Earth Sciences* 52, 1624-1640. Doi: 10.1007/s11430-009-0136-6.
- Geobase, 2009. Canadian Digital Elevation Data. Canadian Council on Geomatics, <http://www.geobase.ca/geobase/en/index.html> (accessed May 2011).
- Getech, 2007. Advanced processing and interpretation of gravity and magnetic data. http://www.getech.com/services/advanced_processing_and_interpretation.pdf (accessed May 2011)
- Ghosh, S.K., 1993. *Structural geology: Fundamentals and modern developments*. Pergamon Press, Oxford, 598 p.
- Giroux, B., Chouteau, M., 2008. GLQ2200 - Géophysique Appliquée I. Notes de cours - Gravimétrie, École polytechnique de Montréal, 118 p. <http://geo.polymtl.ca/> (accès mai 2011).
- Glen, J.M.G., Schmidt, J., Morin, R., 2007. Gravity and magnetic character of south-central Alaska: Constraints on geologic and tectonic interpretations, and implications for mineral exploration. *Geological Society of America, Special Papers* 431, 593-622. Doi: 10.1130/2007.2431(23).
- Glen, R.A., Walshe, J.L., 1999. Cross-structures in the Lachlan orogen: The Lachlan transverse zone example. *Australian Journal of Earth Sciences* 46, 641-658. Doi: 10.1046/j.1440-0952.1999.00734.x.
- Glenn, W.E., Badgery, R.A., 1998. High Resolution Aeromagnetic Surveys for Hydrocarbon Exploration: Prospect Scale Interpretation. *Canadian Journal of Exploration Geophysics* 34, 97-102.
- Göğüş, O.H., Pysklywec, R.N., 2008. Near-surface diagnostics of dripping or delaminating lithosphere. *Journal of Geophysical Research* 113, B11404. Doi: 10.1029/2007jb005123.
- Gobeil, A., Brisebois, D., Clark, T., Verpaelst, P., Madore, L., Wodicka, N., Chevé, S., 2003. Synthèse géologique de la région de Manitou-Wakeham (moyenne-côte-nord), in: Brisebois, D., Clark, T. (Eds.), *Géologie et ressources minérales de la partie est de la Province de Grenville*. Ministère des Ressources naturelles de la Faune et des Parcs du Québec, DV 2002-03, pp. 9-58.
- Goodacre, A.K., 1972: Generalized structure of the deep crust and upper mantle in Canada. *Journal of Geophysical Research* 77, 3146-3161. Doi: 10.1029/JB077i017p03146.

- Goscombe, B.D., Findlay, R.H., McClenaghan, M.P., Everard, J., 1994. Multi-scale kinking in northeast Tasmania: Crustal shortening at shallow crustal levels. *Journal of Structural Geology* 16, 1077-1092. Doi: 10.1016/0191-8141(94)90053-1.
- Goutier, J., Melançon, M., 2007. Compilation géologique de la sous-province de l'Abitibi (version préliminaire). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec; échelle 1/500 000. http://www.mrnf.gouv.qc.ca/mines/quebec-mines/2007-06/images/Abitibi_geologie.pdf (accès mai 2011).
- Goutier, J., Dion, C., Lafrance, I., David, J., Parent, M., Dion, D.-J., 1999. Géologie de la région des lacs Langelier et Threefold (SNRC 33 F/03 et 33 F/04). Ministère des Ressources naturelles du Québec, RG 98-18, 52 p.
- Gow, P.A., Upton, P., Zhao, C., Hill, K.C., 2002. Copper-Gold mineralisation in New-Guinea: Numerical modelling of collision, fluid flow and intrusion-related hydrothermal systems. *Australian Journal of Earth Sciences* 49, 753-771. Doi: 10.1046/j.1440-0952.2002.00945.x.
- Gower, C.F., Krogh, T.E., 2002. A U-Pb geochronological review of the Proterozoic history of the eastern Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences* 39, 795-829. Doi: 10.1139/e01-090.
- Gower, C.F., Krogh, T.E., 2003. A U-Pb geochronological review of the Pre-Labradorian and Labradorian geological history of the eastern Grenville Province, in: Brisebois, D., Clark, T. (Eds.), *Géologie et ressources minérales de la partie est de la Province de Grenville*. Ministère des Ressources naturelles de la Faune et des Parcs du Québec, pp. 147-172.
- Gower, C.F., Hall, J., Kilfoil, G.J., Quinlan, G.M., Wardle, R.J., 1997. Roots of the Labradorian orogen in the Grenville Province in southeast Labrador: Evidence from marine deep-seismic reflection data. *Tectonics* 16, 795-809. Doi: 10.1029/97TC01284.
- Gower, C.F., Kamo, S., Krogh, T.E., 2008. Indentor tectonism in the eastern Grenville Province. *Precambrian Research* 167, 201-212. Doi: 10.1016/j.precamres.2008.08.004.
- Grant, F.S., 1985a. Aeromagnetism, geology and ore environments, I. Magnetite in igneous, sedimentary and metamorphic rocks: An Overview. *Geoexploration* 23, 303-333. Doi: 10.1016/0016-7142(85)90001-8.
- Grant, F.S., 1985b. Aeromagnetism, geology and ore environments, II. Magnetite and ore environments. *Geoexploration* 23, 335-362. Doi: 10.1016/0016-7142(85)90002-X.

- Grantz, A., 1966. Strike-slip faults in Alaska. U.S. Geological Survey Open File, Report 267, 82 p.
- Gray, D.R., Foster, D.A., 2004. Tectonic evolution of the Lachlan Orogen, southeast Australia: Historical review, data synthesis and modern perspectives. *Australian Journal of Earth Sciences* 51, 773-817. Doi: 10.1111/j.1400-0952.2004.01092.x.
- Griffin, W.R., 1949. Residual gravity in theory and practice. *Geophysics* 14, 39-56. Doi: 10.1190/1.1437506.
- Groupe de travail intergouvernemental canadien sur l'industrie minière, 2009. Survol des tendances observées dans l'exploration minière canadienne 2009. <http://www.nrcan.gc.ca/mms-smm/busi-indu/cme-ome/2009/toc-fra.htm> (accès mai 2011).
- Groves, D.I., Bierlein, F.P., 2007. Geodynamic settings of mineral deposit systems. *Journal of the Geological Society of London* 164, 19-30. Doi: 10.1144/0016-76492006-065.
- Groves, D.I., Bierlein, F.P., Meinert, L.D., Hitzman, M.W., 2010. Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) deposits through earth history: Implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. *Economic Geology* 105, 641-654. Doi: 10.2113/gsecongeo.105.3.641.
- Guillou, L., Mareschal, J.-C., Jaupart, C., Gariépy, C., Bienfait, G., Lapointe, R., 1994. Heat flow, gravity and structure of the Abitibi belt, Superior Province, Canada: Implications for mantle heat flow. *Earth and Planetary Science Letters* 122, 103-123. Doi: 10.1016/0012-821X(94)90054-X.
- Halls, H.C., Davis, D.W., 2004. Paleomagnetism and U–Pb geochronology of the 2.17 Ga Biscotasing dyke swarm, Ontario, Canada: Evidence for vertical-axis crustal rotation across the Kapuskasing Zone. *Canadian Journal of Earth Sciences* 41, 255-269. Doi: 10.1139/e03-093.
- Halls, H.C., Zhang, B., 1998. Uplift structure of the southern Kapuskasing zone from 2.45 Ga dike swarm displacement. *Geology* 26, 67-70. Doi: 10.1130/0091-7613(1998)026<0067:USOTSK>2.3.CO;2.
- Hanmer, S., 1988. Ductile thrusting at mid-crustal level, southwestern Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences* 25, 1049-1059. Doi: 10.1139/e88-102.

- Hanmer, S., Ciesielski, A., 1984. A structural reconnaissance of the northwest boundary of the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Ontario and Quebec. Geological Survey of Canada, Current Research part B, Paper 84-1B, 121-131.
- Hanmer, S., Corrigan, D., Pehrsson, S., Nadeau, L., 2000. SW Grenville Province, Canada: The case against post-1.4 Ga accretionary tectonics. *Tectonophysics* 319, 33-51. Doi: 10.1016/S0040-1951(99)00317-0.
- Harris, L.B., Dufréchu, G., in preparation. Deep crustal fault control on earthquakes in the Adirondack Mountains - Western Quebec Seismic Zone. *International Journal of Earth Sciences*.
- Harris, L.B., Rivard, B., Corriveau, L., 2001. Structure of the Lac Nominingue – Mont-Laurier region, Central Metasedimentary Belt, Quebec Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences* 38, 787-802. Doi: 10.1139/e00-099.
- Harris, L.B., Dufréchu, G., Armengaud, C., Johnson, E.L., 2010. Localization of Zn deposits in the North American Grenville Province along deep-crustal transverse structures interpreted from regional gravity – comparison with Irish Zn deposits, in: Archibald, S.M. (Eds.), *Proceedings of the Zinc 2010 Meeting*. Irish Association for Economic Geology, Cork.
- Harris, L.B., Dufréchu, G., Armengaud, C., Johnson, E.L., in preparation. Localization of zinc deposits in the North American Grenville Province along deep-crustal transverse structures interpreted from regional gravity. *Economic Geology*.
- Heaman, L.M., 1994. 2.45 Ga global mafic magmatism: Earth's oldest superplume?, in: Lamphere, M.A., Dalrymple, G.D., Turrin, B.D. (Eds.), *8th International conference on geochronology, cosmochronology and isotope geology*, Berkeley, California. Programs with abstracts, U.S. Geological Survey, Circular 1107, pp. 132.
- Heaman, L.M., 1997. Global mafic magmatism at 2.45 Ga: Remnants of an ancient large igneous province? *Geology* 25, 299-302. Doi: 10.1130/0091-7613(1997)025<0299:GMMAGR>2.3.CO;2.
- Hébert, C., Cadieux, A.-M., van Breemen, O., 2005. Temporal evolution and nature of Ti–Fe–P mineralization in the anorthosite–mangerite–charnockite–granite (AMCG) suites of the South-Central Grenville Province, Saguenay – Lac St. Jean area, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 42, 1865-1880. Doi: 10.1139/e05-050.

- Hervet, M., van Breemen, O., Higgins, M.D., 1994. U-Pb igneous crystallisation ages of intrusive rocks near the southeast margin of the Lac St-Jean anorthosite complex, Grenville Province, Quebec, in: Radiogenic age and isotopic studies: Report 8, Geological Survey of Canada, Current Research 1994-F, pp. 114-124.
- Higgins, M.D., van Breemen, O., 1992. The age of the Lac-Saint-Jean Anorthosite Complex and associated mafic rocks, Grenville Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 29, 1412-1423. Doi: 10.1139/e92-113.
- Higgins, M.D., van Breemen, O., 1996. Three generations of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) magmatism, contact metamorphism and tectonism in the Saguenay-Lac Saint-Jean region of the Grenville Province, Canada. *Precambrian Research* 79, 327-346. Doi: 10.1016/0301-9268(95)00102-6.
- Hikov, A., 2004. Geochemistry of strontium in advanced argillic alteration systems – possible guide to exploration. Bulgarian Geological Society, Annual Scientific Conference "Geology 2004".
http://www.bgd.bg/CONFERENCES/Conferencia_2004/pdf_files/Hikov.pdf (accessed May 2011).
- Hildenbrand, T.G., Berger, B., Jachens, R.C., Ludington, S., 2000. Regional crustal structures and their relationship to the distribution of ore deposits in the western United States, based on magnetic and gravity data. *Economic Geology* 95, 1583-1603. Doi: 10.2113/gsecongeo.95.8.1583.
- Hill, K.C., Hall, R., 2003. Mesozoic - Cenozoic evolution of Australia's New Guinea margin in a West Pacific context, in: Hillis, R.R., Muller, R.D. (Eds.), *Evolution and Dynamics of the Australian Plate*. Geological Society of Australia Special Publication 22 and Geological Society of America Special Paper 372, pp. 265-290.
- Hill, K.C., Kendrick, R.D., Crowhurst, P.V., Gow, P.A., 2002. Copper-gold mineralisation in New Guinea: Tectonics, lineaments, thermochronology and structure. *Australian Journal of Earth Sciences* 49, 737-752. Doi: 10.1046/j.1440-0952.2002.00944.x.
- Hitzman, M.W., 2000. Iron oxide-Cu-Au deposits: What, where, when and why. Australian Mineral Foundation, Adelaide, 9-25.

- Hitzman, M.W., Oreskes, N., Einaudi, M.T., 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu–U–Au–REE) deposits. *Precambrian Research* 58, 241-287. Doi: 10.1016/0301-9268(92)90121-4.
- Hitzman, M.W., Reynolds, N.A., Sangster, D.F., Allen, C.A., Carman, C.E., 2003. Classification, genesis, and exploration guides for nonsulfide zinc deposits. *Economic Geology* 98, 685-714. Doi: 10.2113/gsecongeo.98.4.685.
- Hoffman, P.F., 1988. United plates of America: The birth of a craton. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 16, 543-604. Doi: 10.1146/annurev.ea.16.050188.002551.
- Hogarth, D.D., 1981. Partie ouest de la région de Quinville. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Rapport intérimaire DPV-816.
- Holden, D., Archibald, N., Boschetti, F., Jessell, M.W., 2000. Inferring geological structures using wavelet-based multiscale edge analysis and forward models. *Exploration Geophysics* 31, 617-621. Doi: 10.1071/EG00617.
- Hood, P.J., 1965. Gradient measurements in aeromagnetic surveying. *Geophysics* 30, 891-902. Doi: 10.1190/1.1439666.
- Hornby, P., Boschetti, F., Horowitz, F., 1999. Analysis of potential field data in the wavelet domain. *Geophysical Journal International* 137, 175-196. Doi: 10.1046/j.1365-246x.1999.00788.x.
- Horowitz, F.G., Strykowski, G., Boschetti, F., Hornby, P., Archibald, N., Holden, D., Ketelaar, P., Woodcock, R., 2000. Earthworms; "multiscale" edges in the EGM96 global gravity field. 70th Annual International Meeting Society of Exploration Geophysicists, Calgary, Alberta, Canada, Expanded Abstracts 19, 414-417. Doi: 10.1190/1.1816081.
- Hu, J.-C., Angelier, J., 2004. Stress permutations: Three-dimensional distinct element analysis accounts for a common phenomenon in brittle tectonics. *Journal of Geophysical Research* 109, B09403. Doi: 10.1029/2003JB002.
- Hudon, P., Friedman, R.M., Gauthier, G., Martignole, J., 2006. Age of the Cabonga nepheline syenite, Grenville Province, western Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 43, 1237-1249. Doi:10.1139/e06-022.
- Hynes, A., Eaton, D., 1999. Lateral ramps as an aid to the unroofing of deep-crustal rocks: Seismic evidence from the Grenville Province. *Tectonics* 18, 343-360. Doi: 10.1029/1998TC900032.

- Hynes, A., Rivers, T., 2010. Protracted continental collision – evidence from the Grenville Orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences* 47, 591-620. Doi: 10.1139/E10-003.
- Hynes, A., Indares, A., Rivers, T., Gobeil, A., 2000. Lithoprobe line 55: Integration of out-of-plane seismic results with surface structure, metamorphism, and geochronology, and the tectonic evolution of the eastern Grenville Province. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37, 341-358. Doi: 10.1139/e99-076.
- Indares, A., Martignole, J., 1985. Biotite-garnet geothermometry in granulite facies: Evaluation of equilibrium criteria. *The Canadian Mineralogist* 23, 187-193.
- Indares, A., Martignole, J., 1989. The Grenville Front south of Val-d'Or. *Tectonophysics* 157, 221-239. Doi: 10.1016/0040-1951(89)90141-8.
- Indares, A., Martignole, J., 1990a. Metamorphic constraints on the evolution of the gneisses from the parautochthonous and allochthonous polycyclic belts, Grenville Province, western Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 27, 357-370. Doi: 10.1139/e90-033.
- Indares, A., Martignole, J., 1990b. Metamorphic constraints on the evolution of the gneisses from the allochthonous monocyclic belt of the Grenville Province, western Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 27, 371-386. Doi: 10.1139/e90-034.
- Innes, M.J.S., 1957. Gravity and isostasy in central Quebec. *Transactions - American Geophysical Union* 38, 156-165.
- International Association of Geodesy, 1971. *Geodetic Reference System 1967*. Special Publication 4, 194 p.
- Jacobsen, B.H., 1987. A case for upward continuation as a standard separation filter for potential-field maps. *Geophysics* 52, 1138-1148. Doi: 10.1190/1.1442378.
- Jamieson, R.A., Beaumont, C., Nguyen, M.H., Culshaw, N.G., 2007. Synconvergent ductile flow in variable-strength continental crust: Numerical models with application to the western Grenville orogen. *Tectonics* 26, TC5005, Doi: 10.1029/2006tc002036.
- Japas, M.S., 2001. Modelo cinemático neopaleozoico para el sector nororiental del Macizo Norpatagónico, Argentina – Late Paleozoic kinematic model for the northeastern area of North Patagonian Massif, Argentina. *Journal of Iberian Geology* 27, 91-121.
- Joly, A., Faure, M., Martelet, G., Chen, Y., 2009. Gravity inversion, AMS and geochronological investigations of syntectonic granitic plutons in the southern part of the Variscan French

- Massif Central. *Journal of Structural Geology* 31, 421-443. Doi: 10.1016/j.jsg.2009.01.004.
- Kearey, P., 1978. An interpretation of the gravity field of the Morin anorthosite complex, southwest Quebec. *Geological Society of America Bulletin* 89, 467-475. Doi: 10.1130/0016-7606(1978)89<467:AIOTGF>2.0.CO;2.
- Keating, P.B., 1998. Weighted Euler deconvolution of gravity data. *Geophysics* 63, 1595-1603. Doi: 10.1190/1.1444456.
- Keating, P., Pilkington, M., 2004. Euler deconvolution of the analytic signal and its application to magnetic interpretation. *Geophysical prospecting* 52, 165-182. Doi: 10.1111/j.1365-2478.2004.00408.x.
- Kellett, R.L., Barnes, A.E., Rive, M. 1994. The deep structure of the Grenville Front: a new perspective from western Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 31, 282-292. Doi: 10.1139/e94-027.
- Ketchum, J.W.F., Davidson, A., 2000. Crustal architecture and tectonic assembly of the Central Gneiss Belt, southwestern Grenville Province, Canada: A new interpretation. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37, 217-234. Doi: 10.1139/e98-099.
- Ketchum, J.W.F., Heaman, L.M., Krogh, T.E., Culshaw, N.G., Jamieson, R.A., 1998. Timing and thermal influence of late orogenic extension in the lower crust: A U-Pb geochronological study from the southwest Grenville orogen, Canada. *Precambrian Research* 89, 25-45. Doi: 10.1016/S0301-9268(97)00079-X.
- Kontinen, A., Käpyaho, A., Huhma, H., Karhu, J., Matukov, D.I., Larionov, A., Sergeev, S.A., 2007. Nurmes paragneisses in eastern Finland, Karelian craton: Provenance, tectonic setting and implications for Neoproterozoic craton correlation. *Precambrian Research* 152, 119-148. Doi: 10.1016/j.precamres.2006.11.001.
- Krauss, J.B., Rivers, T., 2004. High-pressure granulites in the Grenvillian Grand Lake thrust system, Labrador: Pressure-temperature conditions and tectonic evolution, in: Tollo, R.P., Corriveau, L., McLelland, J., Bartholomew, M.J. (Eds.), *Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in North America*. Geological Society of America, Memoir 197, pp. 105-133. Doi: 10.1130/0-8137-1197-5.105.
- Krogh, T.E., 1991. U-Pb zircon geochronology in the western Grenville Province. *Lithoprobe Abitibi-Grenville workshop III, Program with Abstracts*.

- Krogh, T.E., 1994. Precise U-Pb ages for Grenvillian and pre-Grenvillian thrusting of Proterozoic and Archean metamorphic assemblages in the Grenville Front tectonic zone, Canada. *Tectonics* 13, 963-982. Doi: 10.1029/94tc00801.
- Krogh, T.E., Corfu, F., Davis, D.W., Dunning, G.R., Heaman, L.M., Kamo, S.L., Machado, N., Greenough, J.D., Nakamura, E., 1987. Precise UP/b isotopic ages of diabase dykes and mafic to ultramafic rocks using trace amounts of badellyite and zircon, in: Halls, H.C., Fahrig, W.F. (Eds.), *Diabase Dyke Swarms*. Geological Association of Canada, Special Paper 34, pp. 147-152.
- Kumar, N., Singh, A.P., Rao, M.R.K.P., Chandrasekhar, D.V., Singh, B., 2009. Gravity signatures, derived crustal structure and tectonics of Achankovil shear zone, southern India. *Gondwana Research* 16, 45-55. Doi: 10.1016/j.gr.2008.11.003.
- LaFehr, T.R., 1980. Gravity method. *Geophysics* 45, 1634-1639. Doi: 10.1190/1.1441054.
- LaFehr, T.R., 1991. Standardization in gravity reduction. *Geophysics* 56, 1170-1178. Doi: 10.1190/1.1443137.
- Lalor, J.H., 1987. The Olympic Dam copper-uranium-gold-silver deposit, South Australia, in: Horn, M.K. (Eds.), *4th Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference Transactions*, Singapore, pp. 561-567.
- Langlais, L., 1994. *Géologie de la région du Lac Sainte-Marie, comté de Gatineau, Québec*. Ministère Énergie et Ressources du Québec, MB 93-51.
- Leclair, A.D., Ernst, R.E., Hattori, K., 1993. Crustal-scale auriferous shear zones in the central Superior Province, Canada. *Geology* 21, 399-402. Doi: 10.1130/0091-7613(1993)021<0399:CSASZI>2.3.CO;2.
- Leclerc, F., Harris, L.B., Bédard, J.H., van Breemen, O., Goulet, N., in press. Structural and stratigraphic controls on magmatic, volcanogenic, and syn-tectonic mineralization in the Chapais-Chibougamau mining camp, northeastern Abitibi, Canada. *Economic Geology*.
- Lévesque, J., Sharma, K.N.M., 1994. *Études structurales à l'aide d'images Landsat-TM, Radar-Seasat et Radar-aéroportées dans les régions de l'Outaouais et de la Gatineau*. Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 94-10.
- Lévy, F., Jaupart, C., Mareschal, J.-C., Bienfait, G., Limare, A., 2010. Low heat flux and large variations of lithospheric thickness in the Canadian Shield. *Journal of Geophysical Research* 115, B06404. Doi: 10.1029/2009JB006470.

- Li, Z.X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lu, S., Natapov, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K., Vernikovsky, V., 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research* 160, 179-210. Doi: 10.1016/j.precamres.2007.04.021.
- Lithoprobe, 1999. Kapuskasing structural zone transect, Lithoprobe seismic atlas of Canada, http://www.litho.ucalgary.ca/atlas/ksz/ksz_blurb.html (accessed May 2011).
- Logan, W.E., 1863. Report on the geology of Canada. Geological Survey of Canada, Ottawa, Ontario. Report of progress from its commencement to 1863, 983 p.
- Long, D.G.F., 1981. Glacigenic rocks in the early Proterozoic Chibougamau formation of northern Quebec, in: Hambrey, M.J., Harland, W.B. (Eds.), *Earth's pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 817-820.
- Longu  p  e, H., 2008. Nouveaux modèles d'exploration dans la Province de Grenville : Opportunit  s de gisements de type skarn. Rapport du projet CONSOREM 2007-08, 23 p.
- Lucas, S.B., St-Onge, M.R., 1995. Syn-tectonic magmatism and the development of compositional layering, Ungava Orogen (northern Quebec, Canada). *Journal of Structural Geology* 17, 475-491. Doi: 10.1016/0191-8141(94)00076-c.
- Ludden, J., Hynes, A., 2000a. The Abitibi–Grenville Lithoprobe transect part III: Introduction. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37, 115-116. Doi: 10.1139/e00-016.
- Ludden, J., Hynes, A., 2000b. The Lithoprobe Abitibi–Grenville transect: Two billion years of crust formation and recycling in the Precambrian Shield of Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37, 459-476. Doi: 10.1139/e99-120.
- Lund, K., 2008. Geometry of the Neoproterozoic and Paleozoic rift margin of western Laurentia: Implications for mineral deposit settings. *Geosphere* 4, 429-444. Doi: 10.1130/GES00121.1.
- Lyngs  , S.B., Thybo, H., Rasmussen, T.M., 2006. Regional geological and tectonic structures of the North Sea area from potential field modelling. *Tectonophysics* 413, 147-170. Doi:10.1016/j.tecto.2005.10.045.

- Lyngsie, S.B., Thybo, H., 2007. A new tectonic model for the Laurentia-Avalonia-Baltica sutures in the North Sea: A case study along MONA LISA profile 3. *Tectonophysics* 429, 201-227. Doi: 10.1016/j.tecto.2006.09.017.
- Ma, S., Eaton, D.W., 2007. Western Quebec seismic zone (Canada): Clustered, midcrustal seismicity along a Mesozoic hot spot track. *Journal of Geophysical Research* 112, B06305. Doi: 10.1029/2006jb004827.
- Madore, L., Sharma, K.N.M., Globensky, Y., Giguère, É., 1994. Synthèse géologique de la région de Fort-Coulonge (SNRC 31F). Ministère des Ressources naturelles du Québec, MB 94-39.
- Mark, G., 1999. Petrogenesis of Mesoproterozoic K-rich granitoids, southern Mt Angelay igneous complex, Cloncurry district, northwest Queensland. *Australian Journal of Earth Sciences* 46, 933-949. Doi: 10.1046/j.1440-0952.1999.00756.x.
- Marshall, B., Vokes, F.M., Larocque, A.C.L., 2000. Regional metamorphic remobilization: upgrading and formation of ore deposits, in: Spry, P.G., Marshall, B., Vokes, F.M. (Eds.), *Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits. Reviews in Economic Geology* 11, pp. 19-38.
- Martelat, J.E., Martignole, J., 2000. Aluminous nodules in the central Grenville Province : the missing andalusite? *GeoCanada 2000*, Calgary, Alberta, 4 p.
- Martignole, J., 1974. L'évolution magmatique du Complexe de Morin et son apport au problème des anorthosites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 44, 117-137. Doi: 10.1007/BF00385785.
- Martignole, J., Calvert, A.J., 1996. Crustal-scale shortening and extension across the Grenville Province of western Quebec. *Tectonics* 15, 376-386. Doi: 10.1029/95TC03748.
- Martignole, J., Corriveau, L., 1991. Lithotectonic studies in the Central Metasedimentary Belt of the southern Grenville Province: Lithology and structure of the Saint-Jovite map area, Québec. *Geological Survey of Canada, Current Research Part C, Paper 91-1C*, 77-88.
- Martignole, J., Friedman, R., 1998. Geochronological constraints on the last stages of terrane assembly in the central part of the Grenville Province. *Precambrian Research* 92, 145-164. Doi: 10.1016/S0301-9268(98)00072-2.

- Martignole, J., Martelat, J.E., 2005. Proterozoic mafic dykes as monitors of HP granulite facies metamorphism in the Grenville Front tectonic zone (western Quebec). *Precambrian Research* 138, 183-207. Doi: 10.1016/j.precamres.2005.05.002.
- Martignole, J., Pouget, P., 1993. Contrasting zoning profiles in high-grade garnets: Evidence for the allochthonous nature of a Grenville province terrane. *Earth and Planetary Science Letters* 120, 177-185. Doi: 10.1016/0012-821X(93)90238-5.
- Martignole, J., Pouget, P., 1994. A two-stage emplacement allochthon (central part of the Grenville Province): Evidence for orthogonal and oblique collision during the Grenville orogeny. *Canadian Journal of Earth Sciences* 31, 1714-1726. Doi: 10.1139/e94-153.
- Martignole, J., Reynolds, P., 1997. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology along a western Quebec transect of the Grenville Province, Canada. *Journal of metamorphic Geology* 15, 283-296. Doi: 10.1111/j.1525-1314.1997.00018.x.
- Martignole, J., Schrijver, K., 1970. Tectonic setting and evolution of the Morin anorthosite, Grenville Province, Quebec. *Bulletin of the Geological Society of Finland* 42, 165-209.
- Martignole, J., Ji, S., Zhao, X., 1995. High temperature mylonites of the Morin Shear Zone. *Canadian Tectonic Studies Group Field Guide* (unpub), 12 p.
- Martignole, J., Calvert, A.J., Friedman, R., Reynolds, P., 2000. Crustal evolution along a seismic section across the Grenville Province (western Quebec). *Canadian Journal of Earth Sciences* 37, 291-306. Doi: 10.1139/cjes-37-2-3-291.
- Master, S., 2006. Pangaeian megalineaments: geophysical indications for the existence of Laurentian counterparts of the 6000 km Trans-Saharan Tibesti Lineament, and implications for lithospheric tectonics and mineral deposits. *South African Journal of Geology* 109, 503-514. Doi: 10.2113/gssajg.109.4.503.
- Mattauer, M., 1980. Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. *Collection méthodes*, Hermann, Paris, 493 p.
- Matton, G., Jébrak, M., 2009. The Cretaceous Peri-Atlantic Alkaline Pulse (PAAP): Deep mantle plume origin or shallow lithospheric break-up? *Tectonophysics* 469, 1-12. Doi: 10.1016/j.tecto.2009.01.001.
- Maurice, C., Lamothe, D., 2010. New exploration targets from the re-analysis of lake-bottom sediments in the James Bay region / Nouvelles cibles d'exploration résultant de la réanalyse de sédiments de fond de lac à la Baie-James. *Quebec Exploration* 2010,

Quebec City, November 23, Session 1: New geological knowledge and mineral potential in the eastern part of the James Bay Region.

- McFarlane, C.R.M., Mavrogenes, J.A., Tomkins A.G., 2007. Recognizing hydrothermal alteration through a granulite facies metamorphic overprint at the Challenger Au deposit, South Australia. *Chemical Geology* 243, 64-89. Doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.05.010.
- McLelland, J., Daly, J.S., McLelland, J.M., 1996. The Grenville orogenic cycle (ca. 1350-1000 Ma): An Adirondack perspective. *Tectonophysics* 265, 1-28. Doi: 10.1016/S0040-1951(96)00144-8.
- McLelland, J.M., Selleck, B.W., Bickford, M.E., 2010a. Review of the Proterozoic evolution of the Grenville Province, its Adirondack outlier, and the Mesoproterozoic inliers of the Appalachians. *Geological Society of America, Memoirs* 206, 21-49. Doi: 10.1130/2010.1206(02).
- McLelland, J.M., Selleck, B., Hamilton, M.A., Bickford, M.E., 2010b. Late- to post-tectonic setting of some major proterozoic Anorthosite – mangerite – charnockite – granite (AMCG) suites. *The Canadian Mineralogist* 48, 1025-1046. Doi: 10.3749/canmin.48.4.000.
- Mertanen, S., Halls, H.C., Vuollo, J.I., Pesonen, L.J., Stepanov, V.S., 1999. Paleomagnetism of 2.44 Ga mafic dykes in Russian Karelia, eastern Fennoscandian Shield – implications for continental reconstructions. *Precambrian Research* 98, 197-221. Doi: 10.1016/S0301-9268(99)00050-9.
- Merle, O., 1982. Cinématique et déformation de la nappe de Parpaillon (flysch à helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye, Alpes occidentales). Thèse 3ième cycle, Université de Rennes I, France, 147 p.
- Mezger, K., Essene, E.J., Pluijm, B.A., Halliday, A.N., 1993. U-Pb geochronology of the Grenville Orogen of Ontario and New York: constraints on ancient crustal tectonics. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 114, 13-26. Doi: 10.1007/BF00307862.
- Miller, H.G., Singh, V., 1994. Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics* 32, 213-217. Doi: 10.1016/0926-9851(94)90022-1.
- Milligan, P., 2002. Strings, polylines and balloons (Structure from Potential Fields), *Geoscience Australia spatial information for the nation*, <http://www.intrepid->

geophysics.com/ig/knowledgebase/usermeetings_nov2002/milligan_worms.pdf
(accessed May 2011).

- Montreuil, J.F., Constantin, M., 2010. The geochemistry of mafic gneisses from the Renzy terrane, western Grenville Province, Quebec: Implications for the geodynamic setting of the early Mesoproterozoic Laurentian margin. *Precambrian Research* 181, 150-166. Doi: 10.1016/j.precamres.2010.06.001.
- Moore, E.S., Dickin, A.P., 2011. Evaluation of Nd isotope data for the Grenville Province of the Laurentian shield using a geographic information system. *Geosphere* 7, 415-428. Doi: 10.1130/GES00612.1.
- Moore, J.M., Thompson, P.H., 1980. The Flinton Group: A late Precambrian metasedimentary succession in the Grenville Province of eastern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences* 7, 1685-1707. Doi: 10.1139/e80-178.
- Morin, D., 1998. La brèche intrusive de Rivard - mise en place, nature et origine d'un lamprophyre ultrapotassique grenvillien et de ses xénolites ultramafiques, région de Mont-Laurier, Québec. Thèse de doctorat en géologie, Université du Québec, INRS-Géoresources, Québec, Canada, 538 p.
- Morin, D., Corriveau, L., 1996. Fragmentation processes and xenolith transport in a Proterozoic minette dyke, Grenville Province, Quebec. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 125, 319-331. Doi: 10.1007/s004100050225.
- Morin, D., Hébert, R., Corriveau, L., 2005. Mesoproterozoic deep K-magmatism recorded in a megacryst- and xenolith-bearing minette dyke, western Grenville Provinces. *Canadian Journal of Earth Sciences* 42, 1881-1906. Doi: 10.1139/e05-083.
- Morris, W.A., 1977. Paleomagnetism of the Gowganda and Chibougamau formations: Evidence for 2.200-m.y.-old folding and remagnetization event of the southern province. *Geology* 5, 137-140. Doi: 10.1130/0091-7613(1977)5<137:POTGAC>2.0.CO;2.
- Moukhsil, A., Solgadi, F., Hébert, C., 2010. Impact of New Geochronological Data on the Geodynamic Evolution of the Central Part of the Grenville Province / Impact des nouvelles données géochronologiques sur l'évolution géodynamique de la partie centrale de la Province de Grenville. Quebec Exploration 2010, Quebec City, November 24, session 4: New geological knowledge and mineral potential in the Grenville Province.

- Mumin, A.H., Somarin, A.K., Jones, B., Corriveau, L., Ootes, L., Camier, J., 2010. The IOCG-porphry-epithermal continuum of deposits types in the Great Bear Magmatic Zone, Northwest Territories, Canada, in: Corriveau, L., Mumin, A.H., (Eds.), Exploring for iron oxide copper-gold deposits: Canada and global analogues. Geological Association of Canada, Short Course Notes 20, pp 59–78.
- Mushayandebvu, M.F., Lesur, V., Reid, A.B., Fairhead, J.D., 2004. Grid Euler deconvolution with constraints for 2D structures. *Geophysics* 69, 489-496. Doi: 10.1190/1.1707069.
- Mushayandebvu, M.F., van Driel, P., Reid, A.B., Fairhead, J.D., 2001. Magnetic source parameters of two-dimensional structures using extended Euler deconvolution. *Geophysics* 66, 814-823. Doi: 10.1190/1.1444971.
- Muszala, S.P., Grindlay, N.R., Bird, R.T., 1999. Three-dimensional Euler deconvolution and tectonic interpretation of marine magnetic anomaly data in the Puerto Rico trench. *Journal of Geophysical Research* 104, 175-187. Doi: 10.1029/1999jb900233.
- Nabighian, M.N., 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations. *Geophysics* 49, 780-786. Doi: 10.1190/1.1441706.
- Nabighian, M.N., Asten, M.W., 2002. Metalliferous mining geophysics: State of the art in the last decade of the 20th century and the beginning of the new millennium. *Geophysics* 67, 964-978. Doi: 10.1190/1.1484538.
- Nabighian, M.N., Ander, M.E., Grauch, V.J.S., Hansen, R.O., LaFehr, T.R., Li, Y., Pearson, W.C., Peirce, J.W., Phillips, J.D., Ruder, M.E., 2005a. Historical development of the gravity method in exploration. *Geophysics* 70, 63ND-89ND. Doi: 10.1190/1.2133785.
- Nabighian, M.N., Grauch, V.J.S., Hansen, R.O., LaFehr, T.R., Li, Y., Peirce, J.W., Phillips, J.D., Ruder, M.E., 2005b. The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics* 70, 33ND-61ND. Doi: 10.1190/1.2133784.
- Nadeau, L., van Breemen, O., 1994. Do the 1.45-1.39 Ga Montauban group and La Bostonnais complex constitute a Grenvillian accreted terrane? Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting, Program with Abstracts 19, A81.

- Nadeau, L., van Breemen, O., 1998. Plutonic ages and tectonic setting of the Algonquin and Muskoka allochthons, Central Gneiss Belt, Grenville Province, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences* 32, 1423-1438. Doi: 10.1139/e98-077.
- Nadeau, L., van Breemen, O., 2001. U-Pb zircon age and regional setting of the Lapeyrère gabbro-norite, Portneuf-Mauricie region, South-Central Grenville Province, Quebec. *Geological Survey of Canada, Current Research 2001-F6*, 20 p.
- Nadeau, L., Brouillette, P., Hébert, C., 2007. The Montauban group and the La Bostonnais complex: Key elements in the accretionary history of the South-Central Grenville province, in: Corriveau, L., Clark, T. (Eds.), *Guidebook for field trips in southern Quebec. New England Intercollegiate geological Conference – Friends of Grenville – Association Québécoise des Sciences de la Terre joint meeting, Quebec City, October 5-7*, pp. 173-183.
- Nadeau, L., Brouillette, P., Hébert, C., 2008. Arc magmatism, continental collision and exhumation: the Mesoproterozoic evolution of the South-Central Grenville Province, Portneuf-Mauricie region, Quebec, *Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada, Society of Economic Geologists, Society for Geology Applied to Mineral Deposits joint Annual Meeting, Quebec City, Field trip B3*, 24 p.
- Nantel, S., 2001a. *Compilation géoscientifique, géologie 1: 50 000, 31J14, Sainte-Anne-du-Lac. Ministère des Ressources naturelles du Québec, carte SI-31J14-C3G-01A.*
- Nantel, S., 2001b. *Géologie de la région de Sainte-Anne-du-Lac (SNRC 31J/14). Ministère des Ressources naturelles du Québec, RG 2000-06, 44 p.*
- Nantel, S., 2003. *Carte de la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments, Province de Grenville, et lexique des unités lithodémiques. Ministère des Ressources naturelles du Québec, DV 2002-12.*
- Nantel, S., 2008. *Géologie et aperçu de la géochronologie et des indices métalliques découverts entre 1996 et 2007 dans la partie nord de la Ceinture centrale des métasédiments, Province de Grenville, région de Mont-Laurier. Ministère des Ressources naturelles du Québec, DV2008-04, 17 p.*
- Nantel, S., Pintson, H., 2002. *Géologie de la région du Lac Dieppe (31O/3). Ministère des Ressources naturelles du Québec, RG 2001-16, 36 p.*

- Nantel, S., Davis, D.W., David, J., 2007. U-Pb geochronology of the Cain Domain and the uraniumiferous Baker Domain, Central Metasedimentary Belt, Mont-Laurier region, Grenville Province / Géochronologie U-Pb du domaine de Caïn et du domaine uranifère de Baker, Ceinture centrale des métasédiments, région de Mont-Laurier, Province de Grenville. Quebec Exploration, Quebec City, November 26-29.
- Natural Resources Canada, 2011. Geoscience Data Repository, Gravity data. Bouguer anomaly 2 km grid of Canada. http://www.gdr.nrcan.gc.ca/gravity/can2k_bouguer_e.php (accessed May 2011).
- Neal, H.E., 2000. Iron deposits of the Labrador trough. *Exploration and Mining Geology* 9, 113-121. Doi: 10.2113/0090113.
- Neubauer, F., Lips, A.L.W., Kouzmanov, K., Lexa, J., Ivascanu, P., 2005. 1: Subduction, slab detachment and mineralization: The Neogene in the Apuseni Mountains and Carpathians. *Ore Geology Reviews* 27, 13-44. Doi: 10.1016/j.oregeorev.2005.07.002.
- Nguyen, P.T., Harris, L.B., Powell, C.M., Cox, S.F., 1998. Fault-valve behaviour in optimally oriented shear zones: An example at the Revenge gold mine, Kambalda, Western Australia. *Journal of Structural Geology* 20, 1625-1640. Doi: 10.1016/s0191-8141(98)00054-6.
- Nilsson, M.K.M., Söderlund, U., Ernst, R.E., Hamilton, M.A., Scherstén, A., Armitage, P.E.B., 2010. Precise U-Pb baddeleyite ages of mafic dykes and intrusions in southern West Greenland and implications for a possible reconstruction with the Superior Craton. *Precambrian Research* 183, 399-415. Doi: 10.1016/j.precamres.2010.07.010.
- O'Driscoll, E.S.T., 1985. The application of lineament tectonics in the discovery of the Olympic Dam Cu-Au-U deposit at Roxby Downs, South Australia. *Global Tectonics and Metallurgy* 3, 43-57.
- O'Driscoll, E.S.T., 1986. Observations of the lineament-ore relation. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A317*, 195-218. Doi: 10.1098/rsta.1986.0032.
- O'Driscoll, E.S.T., Boucher, R., 1998. The metal-rich west-northwesterly crustal corridor through the Curnamona Craton, South Australia. <http://www.linex.com.au/publ/98c.html> (accessed May 2011).

- Ojakangas, R.W., Marmo, J.S., Heiskanen, K.I., 2001. Basin evolution of the Paleoproterozoic Karelian Supergroup of the Fennoscandian (Baltic) Shield. *Sedimentary Geology* 141-142, 255-285. Doi: 10.1016/S0037-0738(01)00079-3.
- Olhoeft, G.R., Johnson, G.R., 1989. Densities of rocks and minerals, in: Carmichael, R.S. (Eds.), *Practical handbook of physical properties of rocks and minerals*. CRC Press, Boca Raton, Florida, pp. 139-176.
- Otton, J.K., 1978. Région des lacs Bouchette et Landron. Ministère des Richesses naturelles du Québec, RG 181.
- Paradis, N., 2004. Modélisation gravimétrique et magnétique des intrusions gabbronoritiques de Lapeyrière et d'Édouard, région de Portneuf-Mauricie, Province de Grenville, Québec. Mémoire de Maîtrise, INRS Centre Eau Terre Environnement, 103 p.
- Parsons, S., Nadeau, L., Keating, P., Chung, C.-J., 2006. Optimizing the use of aeromagnetic data for predictive geological interpretation: An example from the Grenville Province, Quebec. *Computers & Geosciences* 32, 565-576. Doi: 10.1016/j.cageo.2005.07.007.
- Paterson, N.R., Reeves, C.V., 1985. Applications of gravity and magnetic surveys: The state-of-the-art in 1985. *Geophysics* 50, 2558-2594. Doi: 10.1190/1.1441884.
- Peck, W.H., Valley, J.W., 2000. Large crustal input to high $\delta^{18}\text{O}$ anorthosite massifs of the southern Grenville Province: New evidence from the Morin Complex, Quebec. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139, 402-417. Doi: 10.1007/s004100000149.
- Peck, W.H., DeAngelis, M.T., Meredith, M.T., Morin, E., 2005. Polymetamorphism of marbles in the Morin terrane, Grenville Province, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 42, 1949-1965. Doi: 10.1139/e05-070.
- Pei-Ding, Z., 1991. A tectonic implication of the seismicity in the Central Metasedimentary Belt of the Grenville Province. *Tectonophysics* 186, 43-58. Doi: 10.1016/0040-1951(91)90384-5.
- Percival, J.A., 2007. Geology and metallogeny of the Superior Province, Canada, in: Goodfellow, W.D. (Eds.), *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, pp. 903-928.

- Pilkington, M., 2007. Locating geologic contacts with magnitude transforms of magnetic data. *Journal of Applied Geophysics* 63, 80-89. Doi: 10.1016/j.jappgeo.2007.06.001.
- Pilkington, M., Keating, P., 2009. The utility of potential field enhancements for remote predictive mapping. *Canadian Journal of Remote Sensing* 35, S1-S11. Doi: 10.5589/m09-021.
- Pinet, N., Lavoie, D., Keating, P., Brouillette, P., 2008. Gaspé belt subsurface geometry in the northern Québec Appalachians as revealed by an integrated geophysical and geological study: 1 - Potential field mapping. *Tectonophysics* 460, 34-54. Doi: 10.1016/j.tecto.2008.07.006.
- Porwal, A., Carranza, E.J.M., Hale, M., 2006. Tectonostratigraphy and base-metal mineralization controls, Aravalli province (western India): New interpretations from geophysical data analysis. *Ore Geology Reviews* 29, 287-306. Doi: 10.1016/j.oregeorev.2005.10.003.
- Powell, C.M., 1984. Terminal fold-belt deformation: Relationship of mid-Carboniferous megakinks in the Tasman fold belt to coeval thrusts in cratonic Australia. *Geology* 12, 546-549. Doi: 10.1130/0091-7613(1984)12<546:TFDROM>2.0.CO;2.
- Powell, C.M., Cole, J.P., Cudahy, T.J., 1985. Megakinking in the Lachlan fold belt, Australia. *Journal of Structural Geology* 7, 281-300. Doi: 10.1016/0191-8141(85)90036-7.
- Rahman, M., Ullah, S., 2009. Inversion of gravity data for imaging of a sediment-basement interface: A case study in the northwestern part of Bangladesh. *Pure and Applied Geophysics* 166, 2007-2019. Doi: 10.1007/s00024-009-0530-1.
- Ramsay, J.G., 1962. The geometry of conjugate fold systems. *Geological Magazine* 99, 516-526. Doi: 10.1017/S0016756800059823.
- Ramsay, J.G., 1980. Shear zone geometry: A review. *Journal of Structural Geology* 2, 83-99. Doi: 10.1016/0191-8141(80)90038-3.
- Ramsay, J.G., Huber, M.I., 1987. The techniques of modern structural geology. *Folds and fractures volume 2*. Academic Press Inc., London, 700 p.
- Ravenelle, J.-F., Dubé, B., Malo, M., McNicoll, V., Nadeau, L., Simoneau, J., 2010. Insights on the geology of the world-class Roberto gold deposit, Éléonore property, James Bay area, Quebec. *Geological Survey of Canada, Current Research* 2010-1, 1-26.
- Reid, A.B., 2011. Euler deconvolution of gravity data. Reid Geophysics. http://www.reid-geophys.co.uk/Euler_Gravity.pdf (accessed May 2011).

- Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Millett, A.J., Somerton, I.W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics* 55, 80-91. Doi: 10.1190/1.1442774.
- Richer-LaFlèche, M., Birkett, T.C., Corriveau, L., 2005. Crustal development at the pre-Grenvillian Laurentian margin: A record from contrasting geochemistry of mafic and ultramafic orthogneisses in the Chochocouane River area, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 42, 1653-1675. Doi: 10.1139/e05-068.
- Riedel, W., 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. Ein Beitrag zum Problem der "Fiederspalten": *Centralblatt für Mineralogie. Geologie und Paleontologie Abb. B.*, 354-368.
- Rivard, B., Corriveau, L., Harris, L.B., 1999. Structural reconnaissance of a deep crustal orogen using satellite imagery and airborne geophysics. *Canadian Journal of Remote Sensing* 25, 258-267.
- Rivers, T., 1983. The northern margin of the Grenville Province in western Labrador – anatomy of an ancient orogenic front. *Precambrian Research* 22, 41-73. Doi: 10.1016/0301-9268(83)90058-X.
- Rivers, T., 1997. Lithotectonic elements of the Grenville Province: Review and tectonic implications. *Precambrian Research* 86, 117-154. Doi: 10.1016/S0301-9268(97)00038-7.
- Rivers, T., 2000. Architecture and tectonic evolution of the Grenville Province: Part of a hot wide orogen that developed over 200 M.y. on the southeastern margin of Laurentia. The LITHOPROBE celebratory conference: From parameters to processes revealing the evolution of a continent, http://www.lithoprobe.ca/Contributed%20Abstracts/Oral%20Presentation/Rivers_LithoprobeAbstract_TO_04.pdf (accessed May 2011).
- Rivers, T., 2008. Assembly and preservation of lower, mid, and upper orogenic crust in the Grenville Province - Implications for the evolution of large hot long-duration orogens. *Precambrian Research* 167, 237-259. Doi: 10.1016/j.precamres.2008.08.005.
- Rivers, T., 2009. The Grenville Province as a large hot long-duration collisional orogen insights from the spatial and thermal evolution of its orogenic fronts. *Geological Society of London, Special Publications* 327, 405-444. Doi: 10.1144/SP327.17.

- Rivers, T., Corrigan, D., 2000. Convergent margin on southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic: Tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37, 359-383. Doi: 10.1139/e99-067.
- Rivers, T., Martignole, J., Gower, C.F., Davidson, A., 1989. New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian Shield. *Tectonics* 8, 63-84. Doi: 10.1029/TC008i001p00063.
- Rivers, T., van Gool, J.A.M., Connelly, J.N., 1993. Contrasting tectonic styles in the northern Grenville Province: Implications for the dynamics of orogenic fronts. *Geology* 21, 1127-1130. Doi: 10.1130/0091-7613(1993)021<1127:CTSITN>2.3.CO;2.
- Rivers, T., Ketchum, J.W.F., Indares, A., Hynes, A., 2002a. The High Pressure belt in the Grenville Province: Architecture, timing, and exhumation. *Canadian Journal of Earth Sciences* 39, 867-893. Doi: 10.1139/e02-025.
- Rivers, T., Ketchum, J.W.F., Indares, A., Hynes, A., 2002b. Erratum: The High Pressure belt in the Grenville Province: Architecture, timing, and exhumation. *Canadian Journal of Earth Sciences* 39, 1847. Doi: 10.1139/e02-904.
- Roberts, D.E., Hudson, G.R.T., 1983. The Olympic Dam copper-uranium-gold-silver deposit, Roxby Downs, South Australia. *Economic geology* 78, 799-822.
- Roest, W.R., Verhoef, J., Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics* 57, 116-125. Doi: 10.1190/1.1443242.
- Rodgers, J., 1967. Chronology of tectonic movements in the Appalachian region of eastern North America. *American Journal of Science* 265, 408-427. Doi:10.2475/ajs.265.5.408.
- Rondenay, S., Bostock, M.G., Hearn, T.M., White, D.J., Ellis, R.M., 2000a. Lithospheric assembly and modification of the SE Canadian Shield: Abitibi-Grenville teleseismic experiment. *Journal of Geophysical Research* 105, 13735-13754. Doi: 10.1029/2000JB900022.
- Rondenay, S., Bostock, M.G., Hearn, T.M., White, D.J., Wu, H., Sénéchal, G., Ji, S., Mareschal, M., 2000b. Teleseismic studies of the lithosphere below the Abitibi-Grenville Lithoprobe transect. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37, 415-426. Doi: 10.1139/e98-088.
- Rotherham, J.F., Blake, K.L., Cartwright, I., Williams, P.J., 1998. Stable isotope evidence for the origin of the Mesoproterozoic Starra Au-Cu deposit, Cloncurry district, Northwest Queensland. *Economic Geology* 93, 1435-1449.

- Roy, L., Agarwal, B.N.P., Shaw, R.K., 2000. A new concept in Euler deconvolution of isolated gravity anomalies. *Geophysical Prospecting* 48, 559-575. Doi: 10.1046/j.1365-2478.2000.00203.x.
- Roy, R., Cassard, D., Cobbold, P.R., Rossello, E.A., Billa, M., Bailly, L., Lips, A.L.W., 2006. Predictive mapping for copper-gold magmatic-hydrothermal systems in NW Argentina: Use of a regional-scale GIS, application of an expert-guided data-driven approach, and comparison with results from a continental-scale GIS. *Ore Geology Reviews* 29, 260-286. Doi: 10.1016/j.oregeorev.2005.10.002.
- Salem, A., Williams, S., Fairhead, J.D., Ravat, D., Smith, R., 2007. Tilt-depth method: A simple depth estimation method using first-order magnetic derivatives. *The Leading Edge* 26, 1502-1505. Doi: 10.1190/1.2821934.
- Sander, B.K., Cawthorn, R.G., 1996. 2.5-D gravity model of the Ni–Cu–PGM mineralized Mount Ayliff intrusion (Insizwa Complex), South Africa. *Journal of Applied Geophysics* 35, 27-43. Doi: 10.1016/0926-9851(95)00027-5.
- Sandoval, S., Kissling, E., Ansorge, L., the SVEKALAPKO Seismic Tomography Group, 2004. High-resolution body wave tomography beneath the SVEKALAPKO array – II. Anomalous upper mantle structure beneath the central Baltic Shield. *Geophysical Journal International* 157, 200-214. Doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02131.x.
- Sandrin, A., Elming, S.-A., 2006. Geophysical and petrophysical study of an iron oxide copper gold deposit in northern Sweden. *Ore Geology Reviews* 29, 1-18. Doi: 10.1016/j.oregeorev.2005.06.001.
- Sandrin, A., Berggren, R., Elming, S.-A., 2007. Geophysical targeting of Fe-oxide Cu-(Au) deposits west of Kiruna, Sweden. *Journal of Applied Geophysics* 61, 92-101. Doi: 10.1016/j.jappgeo.2006.05.002.
- Sappin, A.-A., Constantin, M., Clark, T., 2007. Modèle métallogénique des principaux indices de Ni-Cu±EGP du Domaine de Portneuf-Mauricie. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec, RP 2006-07, 10 p.
- Sappin, A.-A., Constantin, M., Clark, T., 2011. Origin of magmatic sulfides in a Proterozoic island arc—an example from the Portneuf–Mauricie Domain, Grenville Province, Canada. *Mineralium Deposita* 46, 211-237. Doi: 10.1007/s00126-010-0321-8.

- Schrijver, K., 1975. Deformed root of a composite diapir in granulite facies. *Geotektonische Forschungen (Geotectonic Research)* 49, 118 p.
- Sharma, K.N.M., Giguère, É., Cimon, J., Madore, L., 1995a. Les roches ultramafiques dans le Grenville de l'Outaouais: Contexte tectonique et potentiel minéral. Ministère des Ressources naturelles du Québec, PRO 95-08.
- Sharma, K.N.M., Singhroy, V.H., Levesque, J., 1995b. Discussion: A two-stage emplacement for the Cabonga allochthon (central part of the Grenville Province): Evidence for orthogonal and oblique collision during the Grenville orogeny. *Canadian Journal of Earth Sciences* 32, 1474-1478. Doi: 10.1139/e95-119.
- Sharma, K.N.M., Singhroy, V.H., Madore, L., Lévesque, J., Hébert, C., Hinse, M., 1999. Use a radar images in the identification of major regional structures in the Grenville Province, western Quebec. *Canadian Journal of Remote Sensing* 25, 278-290.
- Sillitoe, R.H., 2003. Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. *Mineralium Deposita* 38, 787-812. Doi: 10.1007/s00126-003-0379-7.
- Skirrow, R.G., 2010, 'Hematite-group' IOCG+/- U Ore Systems: Tectonic Settings, Hydrothermal Characteristics, and Cu-Au and U Mineralizing Process, in: Corriveau, L., Mumin, A.H., (Eds.), *Exploring for iron oxide copper-gold deposits: Canada and global analogues*. Geological Association of Canada, Short Course Notes 20, p. 39-58.
- Slagstad, T., Culshaw, N.G., Daly, J.S., Jamieson, R.A., 2009. Western Grenville Province holds key to midcontinental Granite-Rhyolite Province enigma. *Terra Nova* 21, 181-187. Doi: 10.1111/j.1365-3121.2009.00871.x.
- Sleep, N.H., 1990. Montereian hotspot track: A long-lived mantle plume. *Journal of Geophysical Research* 95, 21983-21990. Doi: 10.1029/JB095iB13p21983.
- Smith, R.J., 2002. Geophysics of iron oxide copper-gold deposits, in: Porter, T.M. (Ed.), *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective*, vol. 2. Australian Mineral Foundation, Adelaide, Australia, pp. 357-367.
- Smithson, S.B., 1971. Densities of metamorphic rocks. *Geophysics* 36, 690-694. Doi: 10.1190/1.1440205.
- Spector, A., Grant, F.S., 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics* 35, 293-302. Doi: 10.1190/1.1440092.

- Spry, P.G., Peter, J.M., Slack, J.F., 2000. Meta-exhalites as exploration guides to ore, in: Spry, P.G., Marshall, B., Vokes, F.M. (Eds.), *Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits*. *Reviews in Economic Geology* 11, pp. 19-38.
- Stanaway, K., 1996. The eastern North American titanium province - a review. *Lithology and Mineral Resources* 31, 509-517.
- Standing, J., 1994. The structural controls and paragenesis of precious metal mineralisation associated with the Roamane fault zone, Porgera Gold mine, Papua New Guinea. M.Sc. thesis, University of Western Australia.
- Stavrev, P.Y., 1997. Euler deconvolution using differential similarity transformations of gravity or magnetic anomalies. *Geophysical prospecting* 45, 207-246. Doi: 10.1046/j.1365-2478.1997.00331.x.
- Stavrev, P., Reid, A., 2007. Degrees of homogeneity of potential fields and structural indices of Euler deconvolution. *Geophysics* 72, 1-12. Doi: 10.1190/1.2400010.
- Stepanova, A., Stepanov, V., 2010. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield. *Precambrian Research* 183, 602-616. Doi: 10.1016/j.precamres.2010.08.016.
- Stewart, J.R., Betts, P.G., Collins, A.S., Schaefer, B.F., 2009. Multi-scale analysis of Proterozoic shear zones: An integrated structural and geophysical study. *Journal of Structural Geology* 31, 1238-1254. Doi: 10.1016/j.jsg.2009.07.002.
- Sunil, P.S., Radhakrishna, M., Kurian, P.J., Murty, B.V.S., Subrahmanyam, C., Nambiar, C.G., Arts, K.P., Arun, S.K., Mohan, S.K., 2010. Crustal structure of the western part of the Southern Granulite Terrain of Indian Peninsular Shield derived from gravity data. *Journal of Asian Earth Sciences* 39, 551-564. Doi: 10.1016/j.jseaes.2010.04.028.
- Tchalenko, J.S., 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin* 81, 1625-1640. Doi:10.1130/0016-7606(1970)81[1625:SBSZOD]2.0.CO;2.
- Théberge, D., 2010. NI 43-101 technical report pertaining to: Pump Lake property, Lesueur Lake area, NTS 31O/06, 31O/11. Report prepared for Geomega Ressources Inc., 82 p. <http://www.ressourcesgeomega.ca/43-101-PumpLake.pdf> (accessed May 2011).

- Telmat, H., 1998. Crustal structure and gravity field anomalies in Eastern Canada. Ph.D. thesis, Université du Québec à Chicoutimi/Université du Québec à Montréal, Canada, 150 p. doi: 10.1522/11622103.
- Telmat, H., Antonuk, C.N., Mareschal, J.-C., 1997. Gravity modelling along a Lithoprobe seismic traverse, northern Grenville Province, western Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 34, 127-134. Doi: 10.1139/e17-010.
- Terekhov, E.N., 2007. Laplandian-Belomorian Mobile Belt as an example of the root zone of the Paleoproterozoic rift system of the Baltic Shield. *Lithosphere (Литосфера)* 6, 15-39. (In Russian; original title ЛАПЛАНДСКОГО-БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС КАК ПРИМЕР КОРНЕВОЙ ЗОНЫ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА.)
- Thomas, W.A., 2004. Genetic relationship of rift-stage crustal structure, terrane accretion, and foreland tectonics along the southern Appalachian-Ouachita orogen. *Journal of Geodynamics* 37, 549-563. Doi: 10.1016/j.jog.2004.02.020.
- Thomas, W.A., 2006. Tectonic inheritance at a continental margin. *GSA Today* 16, 4-11. Doi: 10.1130/1052-5173(2006)016<4:TIAACM>2.0.CO;2.
- Thompson, D.T., 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics* 47, 31-37. Doi: 10.1190/1.1441278.
- Thurston, P.C., Chivers, K.M., 1990. Secular variation in greenstone sequence development emphasizing Superior Province, Canada. *Precambrian Research* 46, 21-58. Doi: 10.1016/0301-9268(90)90065-X.
- Tollo, R.P., Corriveau, L., McLelland, J., Bartholomew, M.J., 2004. Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in North America: An introduction, in: Tollo, R.P., Corriveau, L., McLelland, J., Bartholomew, M.J. (Eds.), *Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in North America*. The Geological Society of America, Memoir 197, pp. 1-18. Doi: 10.1130/0-8137-1197-5.1.
- Tollo, R.P., Alienikoff, J., Borduas, E., Olsen, L., 2005. Magmatic record of grenville-age orogenic and post-orogenic processes, Blue Ridge Province, Virginia. *Geological Society of America, abstracts with programs* 37, pp. 9

- Tornos, F., Casquet, C., 2005. A new scenario for related IOCG and Ni(Cu) mineralization: The relationship with giant mid-crustal mafic sills, Variscan Iberian Massif. *Terra Nova* 17, 236-241. Doi: 10.1111/j.1365-3121.2005.00601.x.
- Tornos, F., Casquet, C., Relvas, J.M.R.S., 2005a. Transpressional tectonics, lower crust decoupling and intrusion of deep mafic sills: A model for the unusual metallogeny of SW Iberia. *Ore Geology Reviews* 27, 133-163. Doi: 10.1016/j.oregeorev.2005.07.020.
- Tornos, F., Casquet, C., Rodriguez Pevida, L., Velasco, F., 2005b. 4-2: The iron oxide - (Cu-Au) Deposits of SW Iberia: Fregenal-Burguillos-Cala District: Lat. 38°18' N, Long. 6°40' W. *Ore Geology Reviews* 27, 166-167. Doi: 10.1016/j.oregeorev.2005.07.018.
- Tremblay, A., Long, B., Massé, M., 2003. Supracrustal faults of the St. Lawrence rift system, Québec: Kinematics and geometry as revealed by field mapping and marine seismic reflection data. *Tectonophysics* 369, 231-252. Doi: 10.1016/S0040-1951(03)00227-0.
- Trépanier, S., 2008. Fertility of deformation zones in the Abitibi for orogenic gold deposits / Fertilité des couloirs de déformation de l'Abitibi pour les minéralisations aurifères orogéniques. *Quebec Exploration 2008*, Quebec City, November 24-27, 184A.
- Tucker, R.D., Gower, C.F., 1994. A U-Pb Geochronological Framework for the Pinware Terrane, Grenville Province, Southeast Labrador. *The Journal of Geology* 102, 67-78.
- van Breemen, O., Corriveau, L., 1995. Evolution of the Central Metasedimentary Belt in Quebec, Grenville orogen: U-Pb geochronology. *International Conference on Tectonics and Metallogeny of Early/Mid Precambrian Orogenic Belt, Precambrian 1995. Program with Abstracts* 137.
- van Gool, J.A.M., 1992. The Grenville Front foreland fold-and-thrust belt in southwestern Labrador: Mid-crustal structural and metamorphic configuration of a Proterozoic orogenic thrust wedge. Ph.D. thesis Memorial University of Newfoundland, St. John's, Canada.
- van Gool, J.A.M., Rivers, T., Calon, T., 2008. Grenville Front zone, Gagnon terrane, southwestern Labrador: Configuration of a mid-crustal foreland fold-thrust belt. *Tectonics* 27, TC1004. Doi: 10.1029/2006TC002095.
- von Frese, R.R.B., Jones, M.B., Kim, J.W., Li, W.S., 1997. Spectral correlation of magnetic and gravity anomalies of Ohio. *Geophysics* 62, 365-380. Doi: 10.1190/1.1444139.

- Verduzco, B., Fairhead, J.D., Green, C.M., MacKenzie, C., 2004. New insights to magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge* 23, 116-119. Doi: 10.1190/1.1651454.
- Vokes, F.M., 2000. Ores and metamorphism: Introduction and historical perspective, in: Spry, P.G., Marshall, B., Vokes, F.M. (Eds.), *Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits*. *Reviews in Economic Geology* 11, pp. 1-18.
- Wasteneys, H.A., Clark, A.H., Farrar, E., Langridge, R.J., 1995. Grenvillian granulite-facies metamorphism in the Arequipa Massif, Peru: A Laurentia-Gondwana link. *Earth and Planetary Science Letters* 132, 63-73. Doi: 10.1016/0012-821x(95)00055-h.
- Wasteneys, H., McLelland, J., Lumbers, S.B., 1999. Precise zircon geochronology in the Adirondack Lowlands and implications for revising plate tectonic models of the Central Metasedimentary Belt and Adirondack Mountains, Grenville Province, Ontario and New York. *Canadian Journal of Earth Sciences* 36, 967-984. Doi: 10.1139/e99-020.
- Webster, T.L., Murphy, J.B., Barr, S.M., 1998. Anatomy of a terrane boundary: An integrated structural, geographic information system, and remote sensing study of the late Paleozoic Avalon-Meguma terrane, mainland Nova Scotia, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 35, 787-801. Doi: 10.1139/e98-024.
- White, D.J., Forsyth, D.A., Asudeh, I., Carr, S.D., Wu, H., Easton, R.M., Mereu, R.F., 2000. A seismic-based cross-section of the Grenville Orogen in southern Ontario and western Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37, 183-192. Doi: 10.1139/e99-094.
- Wilcox, R.E., Harding, T.P., Seely, D.R., 1973. Basic wrench tectonics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 57, 74-96.
- Williams, P.J., 2010a. Classifying IOCG Deposits, in: Corriveau, L., Mumin, A.H., (Eds.), *Exploring for iron oxide copper-gold deposits: Canada and global analogues*. Geological Association of Canada, Short Course Notes 20, p.13-21
- Williams, P.J., 2010b. 'Magnetite-group' IOCGs with special reference to Cloncurry (NW Queensland) and northern Sweden: Settings, alteration, deposit characteristics, fluid sources, and their relationship to apatite-rich iron ores, in: Corriveau, L., Mumin, A.H., (Eds.), *Exploring for iron oxide copper-gold deposits: Canada and global analogues*. Geological Association of Canada, Short Course Notes 20, p.23-38

- Williams, P.J., Barton, M.D., Johnson, D.A., Fontboté, L., de Haller, A., Mark, G., Oliver, N.H.S., Marschik, R., 2005. Iron oxide copper-gold deposits: Geology, space-time distribution, and possible modes of origin, in: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., Richards, J.P. (Eds.), *Economic Geology 100th anniversary volume*. Society of Economic Geologists, pp. 371-405.
- Windley, B.F., 1986. Comparative tectonics of the western Grenville and the western Himalaya, in: Moore, J.M., Davidson, A., Baer, A.J. (Eds.), *The Grenville Province*. Geological Society of Canada, Special Paper 31, pp. 341-348.
- Wodicka, N., Corriveau, L., Stern, R.A., 2004. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Bondy gneiss complex: Evidence for circa 1.39 Ga arc magmatism and polyphase Grenvillian metamorphism in the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Quebec, in: Tollo, R.P., Corriveau, L., McLelland, J., Bartholomew, M.J. (Eds.), *Proterozoic tectonic evolution of the Grenville orogen in North America*. The Geological Society of America, Memoir 197, pp. 243-266.
- Wynne-Edwards, H.R., 1969. Tectonic overprinting in the Grenville Province, southwestern Quebec. Geological Association of Canada, Special Paper 5, 163-182.
- Wynne-Edwards, H.R., 1972. The Grenville Province, in: Price, R.A., Douglas, R.J.W. (Eds.), *Variations in tectonic styles in Canada*. Geological Association of Canada, Special Paper 11, pp. 263-334.
- Wynne-Edwards, H.R., Gregory, A.F., Hav, P.W., Giovannella, C.A., Reinhardt, E.W., 1966. Mont-Laurier and Kempt Lake map-areas, Québec. Geological Survey of Canada, paper 66-32. 32 p.
- Yuan, H., Romanowicz, B., 2010. Lithospheric layering in the North American craton. *Nature* 466, 1063-1069. Doi:10.1038/nature09332.
- Zhang, C., Mushayandebvu, M.F., Reid, A.B., Fairhead, J.D., Odegard, M.E., 2000. Euler deconvolution of gravity tensor gradient data. *Geophysics* 65, 512-520. Doi: 10.1190/1.1444745.
- Zhao, X., Ji, S., Martignole, J., 1997. Quartz microstructures and c-axis fabrics in high-grade gneisses and mylonites of the Morin terrane (Grenville Province). *Canadian Journal of Earth Sciences* 34, 819-832. Doi: 10.1139/e17-067.



ANNEXES

Cet article a dû être retiré en raison de restrictions liées au droit d'auteur.

Dufréhou, G. (2007) Étude gravimétrique du complexe gneissique de Bondy, réserve faunique de Papineau-Labelle.

Vous pouvez le consulter dans la version papier de cette thèse.



Annexe B : Informations additionnelles sur le levé gravimétrique (lithologie et densité des échantillons prélevés, lecture sur le gravimètre, date et heure de la lecture)

N° de station	Échantillon (Ø = pas d'échantillon)	Densité	Lecture Gravimètre	Date	Heure (hhmm)
1501	Marbre	2,55	4262.408	10-07-2007	1252
1502	Quartzite	2,65	4260.537	26.07.2007	2226
1503	Ø	Ø	4257.892	26.07.2007	2210
1504	Ø	Ø	4243.262	26.07.2007	2157
1505	Gabbro	3,05	4242.397	26.07.2007	2100
1506	Gabbro	2,87	4244.709	26.07.2007	2114
1507	Gabbro	3,22	4245.150	26.07.2007	2132
1508	Ø	Ø	4245.647	26.07.2007	2045
1509	Ø	Ø	4241.926	26.07.2007	2034
1510	Ø	Ø	4240.756	26.07.2007	2021
1511	Gneiss quartzofeldspathique à biotite et grenat	2,61	4229.618	24.07.2007	1852
1512	Quartzite	2,67	4232.567	24.07.2007	1834
1513	Gabbro	2,94	4233.381	24.07.2007	1910
1514	Ø	Ø	4242.438	24.07.2007	1256
1515	Ø	Ø	4230.022	24.07.2007	1315
1516	Gneiss quartzofeldspathique à biotite	2,64	4232.789	24.07.2007	1332
1517	Amphibolite	3,07	4252.574	24.07.2007	1349

N° de station	Échantillon (Ø = pas d'échantillon)	Densité	Lecture Gravimètre	Date	Heure (hhmm)
1518	Ø	Ø	4254.358	24.07.2007	1407
1519	É	Ø	4244.948	24.07.2007	1423
1520	Quartzite/paragneiss à biotite	2,83	4249.201	24.07.2007	1437
1521	Quartzite	2,69	4246.386	24.07.2007	1457
1522	Gneiss quartzofeldspathique à biotite	2,88	4254.598	24.07.2007	1514
1523	Ø	Ø	4255.389	24.07.2007	1544
1524	Quartzite	2,81	4251.373	24.07.2007	1601
1525	Gneiss quartzofeldspathique + horizons riches en biotite	2,69	4250.760	24.07.2007	1618
1526	Gneiss quartzofeldspathique à biotite	2,62	4248.827	24.07.2007	1632
1527	Gneiss quartzofeldspathique/ amphibolite à magnétite	3,03	4238.442	24.07.2007	1239
1528	Gneiss quartzofeldspathique à biotite	2,69	4230.259	24.07.2007	1224
1529	Amphibolite	3,13	4244.092	24.07.2007	2021
1530	Paragneiss quartzofeldspathique rubané à biotite	2,63	4247.772	25.07.2007	1345
1531	Ø	Ø	4254.686	24.07.2007	1529
1532	Gneiss quartzofeldspathique	2,65	4248.894	24.07.2007	1714
1533	Gneiss quartzofeldspathique	2,65	4245.483	24.07.2007	1738
1534	Ø	Ø	4239.797	25.07.2007	1435
1535	Gneiss quartzofeldspathique à biotite	2,7	4240.872	25.07.2007	1450
1536	Gneiss quartzofeldspathique à orthopyroxène	3	4252.029	25.07.2007	1547

N° de station	Échantillon (Ø = pas d'échantillon)	Densité	Lecture Gravimètre	Date	Heure (hhmm)
1537	Gneiss quartzofeldspathique à orthopyroxène	2,7	4247.484	25.07.2007	1600
1538	Gneiss quartzofeldspathique/ amphibolite à magnétite	2,86	4247.261	25.07.2007	1612
1539	Péridotite	3,26	4250.588	25.07.2007	1639
1540	Gneiss quartzofeldspathique	2,74	4249.362	25.07.2007	1651
1541	Amphibolite à magnétite	2,9	4252.591	25.07.2007	1703
1542	Gneiss quartzofeldspathique à orthopyroxène	2,87	4234.590	25.07.2007	1731
1543	Gneiss quartzofeldspathique à grenat, biotite et magnétite	2,92	4241.258	25.07.2007	1743
1544	Gneiss quartzofeldspathique à biotite et magnétite/amphibolite à magnétite	2,83	4245.459	25.07.2007	1754
1545	Gneiss quartzofeldspathique à magnétite et orthopyroxène	2,99	4246.922	25.07.2007	1842
1546	Gneiss quartzofeldspathique rubané à biotite et grenat/ amphibolite	2,81	4243.152	25.07.2007	1854
1547	Gneiss quartzofeldspathique/ amphibolite	2,79	4239.055	25.07.2007	1910
1548	Gneiss quartzofeldspathique orthopyroxène et magnétite	2,69	4241.896	25.07.2007	2000
1549	Gneiss quartzofeldspathique/ amphibolite	3,03	4239.822	25.07.2007	2013
1550	Gneiss quartzofeldspathique à magnétite	2,99	4240.326	25.07.2007	2029
1551	Gneiss quartzofeldspathique à biotite	2,66	4246.439	25.07.2007	2056
1552	Gneiss quartzofeldspathique à	2,66	4243.330	25.07.2007	2127

N° de station	Échantillon (Ø = pas d'échantillon)	Densité	Lecture Gravimètre	Date	Heure (hhmm)
	biotite				
1553	Paragneiss quartzofeldspathique	2,70	4248.503	25.07.2007	2152
1554	Paragneiss quartzofeldspathique à silimanite	2,74	4248.864	25.07.2007	2222
1555	Amphibolite	3	4249.551	26.07.2007	1425
1556	Ø	Ø	4240.849	26.07.2007	1505
1557	Gneiss quartzofeldspathique à magnétite et orthopyroxène	2,66	4240.247	26.07.2007	1557
1558	Gneiss quartzofeldspathique à biotite et orthopyroxène	2,63	4233.576	26.07.2007	1620
1559	amphibolite	2,98	4237.205	26.07.2007	1655
1560	Gneiss quartzofeldspathique à magnétite	2,83	4235.128	26.07.2007	1735
1561	Ø	Ø	4240.801	26.07.2007	1833
1562	Amphibolite/Gneiss quartzofeldspathique à orthopyroxène	2,72	4241.157	26.07.2007	1910
1563	Gneiss quartzofeldspathique à biotite et grenat	3,09	4246.716	27.07.2007	1359
1564	Gneiss quartzofeldspathique	2,67	4241.802	27.07.2007	1445
1565	Gneiss quartzofeldspathique à biotite	2,99	4243.249	27.07.2007	1518
1566	Gneiss quartzofeldspathique	2,64	4241.277	27.07.2007	1600
1567	Gneiss quartzofeldspathique	2,71	4242.389	27.07.2007	1644
1568	Paragneiss avec niveaux riches en biotite	2,65	4249.201	27.07.2007	1754
1569	Gneiss quartzofeldspathique à biotite et grenat	2,67	4242.952	27.07.2007	1904

N° de station	Échantillon (Ø = pas d'échantillon)	Densité	Lecture Gravimètre	Date	Heure (hhmm)
1570	Paragneiss quartzofeldspathique	2,59	4239.817	27.07.2007	1958
1571	Gneiss quartzofeldspathique	2,65	4243.618	27.07.2007	2050
1572	Gneiss quartzofeldspathique/ amphibolite	2,92	4243.939	27.07.2007	2128
1573	Ø	Ø	4245.235	27.07.2007	2212
1574	Quartzite	2,62	4259.232	28.07.2007	1347
1575	Marbre	2,62	4248.682	28.07.2007	1444
1576	Gneiss quartzofeldspathique à orthopyroxène	2,67	4243.909	28.07.2007	1544
1577	Quartzite + niveaux de paragneiss à biotite	2,79	4249.062	28.07.2007	1722
1578	Quartzite + niveaux de paragneiss à biotite	2,73	4245.118	28.07.2007	1815
1579	Ø	Ø	4243.071	28.07.2007	1916
1580	Amphibolite à magnétite	3,07	4246.289	28.07.2007	1956
1581	Quartzite	2,69	4243.125	28.07.2007	2047
1582	Gneiss quartzofeldspathique à biotite et silimanite	2,71	4243.155	28.07.2007	2129
1583	Gneiss quartzofeldspathique à biotite	2,68	4241.698	29.07.2007	1402
1584	Ø	Ø	4242.790	29.07.2007	2210
1585	Gneiss quartzofeldspathique à biotite et orthopyroxène	3,14	4247.791	29.07.2007	1511
1586	Ø	Ø	4248.291	29.07.2007	1553
1587	Gneiss à biotite, quartz et grenat	2,68	4240.582	29.07.2007	1626
1588	Gneiss à quartz, biotite et grenat	2,75	4242.175	29.07.2007	1705

N° de station	Échantillon (Ø = pas d'échantillon)	Densité	Lecture Gravimètre	Date	Heure (hhmm)
1589	Gneiss à quartz, biotite et grenat	2,75	4238.924	29.07.2007	1842
1590	Gneiss quartzofeldspathique à orthopyroxène et grenat	3,02	4230.339	29.07.2007	1920
1591	Gneiss quartzofeldspathique à orthopyroxène	2,81	4229.201	29.07.2007	1954
1592	Gneiss quartzofeldspathique à biotite/gneiss à orthopyroxène et biotite	2,78	4236.406	29.07.2007	2038
1593	Paragneiss à biotite	2,79	4240.327	29.07.2007	2114
1594	Gneiss quartzofeldspathique à biotite et niveaux de quartz	2,75	4244.806	24.07.2007	1932
1595	Quartzite/gneiss calco-silicaté	2,84	4246.624	30.07.2007	1436
1596	Quartzite à biotite	2,65	4251.809	30.07.2007	1508
1597	Quartzite	2,64	4241.042	01.08.2007	1259
1598	Quartzite	2,81	4244.332	01.08.2007	1312
1599	Quartzite	2,68	4247.574	01.08.2007	1324
1600	Gneiss quartzofeldspathique à biotite	2,97	4251.340	01.08.2007	1336
1601	Gneiss quartzofeldspathique à biotite, orthopyroxène et magnétite	2,84	4256.161	01.08.2007	1348
1602	Gneiss quartzofeldspathique	2,63	4247.648	01.08.2007	1401
1603	Gneiss quartzofeldspathique à orthopyroxène	2,71	4243.483	01.08.2007	1412
1604	Gneiss quartzofeldspathique	2,63	4240.008	01.08.2007	1435
1605	Gneiss quartzofeldspathique	2,66	4240.536	01.08.2007	1503
1606	Gneiss quartzofeldspathique	2,66	4239.325	01.08.2007	1517
1607	Gneiss quartzofeldspathique à	2,86	4237.303	01.08.2007	1542

N° de station	Échantillon (Ø = pas d'échantillon)	Densité	Lecture Gravimètre	Date	Heure (hhmm)
	orthopyroxène				
1608	Gneiss quartzofeldspathique	2,69	4242.355	01.08.2007	1557
1609	Ø	Ø	4237.880	01.08.2007	1624
1610	Gneiss quartzofeldspathique à biotite et grenat	2,81	4236.742	01.08.2007	1707
1611	Ø	Ø	4252.505	01.08.2007	1725
1612	Quartzite à biotite	2,81	4244.008	01.08.2007	1738



Annexe C : Valeurs ponctuelles utilisées pour la réalisation de la grille de l'anomalie de Bouguer couvrant le complexe gneissique de Bondy

Coordonnées en NAD83 UTM 18N

Stations	Date jjmmaaaa	Heure hhmm	x	y	z	Gravité observée	Anomalie Air libre	Anomalie Bouguer
1501	10.07.2007	1252	470514.046	5140523.442	226.2	980644.42	-33.28	-58.6
1502	26.07.2007	2226	469363.993	5137821.127	230.635	980642.24	-31.88	-57.7
1503	26.07.2007	2210	470947.087	5134942.964	256.083	980639.55	-24.39	-53.05
1504	26.07.2007	2157	472129.995	5133582.921	336.102	980624.62	-13.52	-51.14
1505	26.07.2007	2100	474491.199	5130792.168	371.445	980623.76	-1.21	-42.79
1506	26.07.2007	2114	474763.877	5131096.357	365.215	980626.11	-1.03	-41.91
1507	26.07.2007	2132	475015.754	5130650.889	364.816	980626.55	-0.35	-41.18
1508	26.07.2007	2045	473478.569	5131417.513	325.329	980627.08	-12.62	-49.04
1509	26.07.2007	2034	473998.957	5130628.361	346.614	980623.29	-9.21	-48
1510	26.07.2007	2021	474712.52	5129604.759	361.44	980622.10	-4.99	-45.44
1511	24.07.2007	1852	474699.255	5126616.614	430.782	980610.75	7.49	-40.72
1512	24.07.2007	1834	474007.594	5125617.28	412.404	980613.77	5.66	-40.5
1513	24.07.2007	1910	475399.404	5125975.24	429.234	980614.59	11.37	-36.67
1514	24.07.2007	1256	483975.713	5136057.851	355.76	980623.94	-10.18	-50
1515	24.07.2007	1315	484081.43	5133685.864	419.6	980611.27	-1.22	-48.18

Stations	Date jjmmaaaa	Heure hhmm	x	y	z	Gravité observée	Anomalie Air libre	Anomalie Bouguer
1516	24.07.2007	1332	485391.401	5131875.527	395.391	980614.10	-4.39	-48.65
1517	24.07.2007	1349	484832.857	5129221.92	284.833	980634.29	-16.16	-48.04
1518	24.07.2007	1407	487247.937	5128008.911	278.314	980636.11	-15.36	-46.52
1519	24.07.2007	1423	487903.162	5125691.502	301.478	980626.50	-15.94	-49.68
1520	24.07.2007	1437	488538.716	5124078.833	267.213	980630.84	-20.86	-50.77
1521	24.07.2007	1457	486599.7	5123289.533	293.335	980627.97	-15.03	-47.87
1522	24.07.2007	1514	485843.015	5121357.819	252.968	980636.34	-17.54	-45.85
1523	24.07.2007	1544	482847.591	5121318.992	258.37	980637.14	-15.04	-43.95
1524	24.07.2007	1601	481671.267	5123139.365	288.957	980633.04	-11.18	-43.52
1525	24.07.2007	1618	481098.799	5124609.861	305.651	980632.40	-7.86	-42.07
1526	24.07.2007	1632	480269.838	5125738.174	329.423	980630.43	-3.42	-40.29
1527	24.07.2007	1239	482876.425	5137124.548	373.582	980619.86	-9.62	-51.44
1528	24.07.2007	1224	481469.764	5138482.041	411.336	980611.51	-7.43	-53.47
1529	24.07.2007	2021	477610.103	5139308.641	331.225	980625.50	-18.83	-55.9
1530	25.07.2007	1345	477591.795	5134283.547	324.503	980629.41	-12.9	-49.22
1531	24.07.2007	1529	484392.343	5120002.903	254.7	980636.43	-15.81	-44.32
1532	24.07.2007	1714	478228.238	5126580.88	335.107	980630.48	-2.29	-39.8
1533	24.07.2007	1738	476983.363	5126259.3	355.197	980626.98	0.68	-39.08
1534	25.07.2007	1435	478747.469	5135965.88	365.017	980621.27	-9.9	-50.76
1535	25.07.2007	1450	478246.989	5135087.679	360.024	980622.37	-9.63	-49.93

Stations	Date jjmmaaaa	Heure hhmm	x	y	z	Gravité observée	Anomalie Air libre	Anomalie Bougier
1536	25.07.2007	1547	481162.191	5131879.626	316.741	980633.75	-9.01	-44.46
1537	25.07.2007	1600	480854.477	5131999.343	339.207	980629.10	-6.81	-44.78
1538	25.07.2007	1612	480703.769	5131938.462	339.879	980628.87	-6.79	-44.83
1539	25.07.2007	1639	481627.02	5132779.322	325.267	980632.26	-8.6	-45.01
1540	25.07.2007	1651	481530.314	5132579.202	328.901	980631.00	-8.57	-45.39
1541	25.07.2007	1703	481291.266	5132355.077	313.104	980634.29	-9.97	-45.02
1542	25.07.2007	1731	481184.973	5130725.438	411.604	980615.90	3.36	-42.71
1543	25.07.2007	1743	480706.924	5131301.77	376.242	980622.70	-1.22	-43.33
1544	25.07.2007	1754	480519.833	5131600.482	352.317	980626.99	-4.56	-44
1545	25.07.2007	1842	480401.502	5132015.13	341.871	980628.45	-6.66	-44.92
1546	25.07.2007	1854	480208.284	5131977.922	361.149	980624.60	-4.53	-44.95
1547	25.07.2007	1910	479927.757	5131734.489	385.838	980620.41	-0.9	-44.09
1548	25.07.2007	2000	479199.986	5131769.602	363.356	980623.28	-4.99	-45.66
1549	25.07.2007	2013	478449.451	5131821.964	374.307	980621.16	-3.78	-45.67
1550	25.07.2007	2029	479719.294	5131598.271	380.542	980621.67	-1.16	-43.76
1551	25.07.2007	2056	477830.564	5133234.262	333.869	980627.90	-10.66	-48.03
1552	25.07.2007	2127	478100.299	5132749.86	352.61	980624.72	-7.67	-47.14
1553	25.07.2007	2152	477215.366	5134398.52	321.432	980629.99	-13.36	-49.33
1554	25.07.2007	2222	477023.045	5135033.384	315.21	980630.35	-15.43	-50.71
1555	26.07.2007	1425	479013.155	5127286.576	334.704	980631.23	-2.24	-39.71

Stations	Date jjmmaaaa	Heure hhmm	x	y	z	Gravité observée	Anomalie Air libre	Anomalie Bouguer
1556	26.07.2007	1505	479328.733	5128976.623	381.147	980622.35	1.83	-40.83
1557	26.07.2007	1557	478606.972	5129528.205	381.623	980621.73	0.92	-41.8
1558	26.07.2007	1620	478130.006	5129821.292	410.837	980614.91	2.88	-43.11
1559	26.07.2007	1655	478824.315	5129939.413	399.373	980618.60	2.93	-41.77
1560	26.07.2007	1735	479826.771	5129570.913	410.142	980616.46	4.41	-41.5
1561	26.07.2007	1833	479063.72	5128654.28	380.763	980622.22	1.85	-40.77
1562	26.07.2007	1910	479444.802	5127721.396	378.45	980622.56	2.23	-40.13
1563	27.07.2007	1359	480323.232	5126734.444	342.595	980628.33	-2.26	-40.61
1564	27.07.2007	1445	480898.561	5127889.003	366.828	980623.33	-0.72	-41.78
1565	27.07.2007	1518	481326.2	5128623.459	362.561	980624.81	-1.15	-41.73
1566	27.07.2007	1600	482761.53	5127875.747	360.597	980622.80	-3.17	-43.53
1567	27.07.2007	1644	482404.158	5127921.719	357.333	980623.93	-3.08	-43.08
1568	27.07.2007	1754	482364.894	5123912.172	302.079	980630.85	-9.95	-43.76
1569	27.07.2007	1904	480658.663	5124988.94	351.841	980624.43	-1.89	-41.27
1570	27.07.2007	1958	477167.847	5125283.699	383.627	980621.19	4.45	-38.49
1571	27.07.2007	2050	478463.706	5123627.396	353.077	980625.03	0.22	-39.3
1572	27.07.2007	2128	479066.566	5123310.278	348.131	980625.34	-0.75	-39.71
1573	27.07.2007	2212	480339.828	5122502.559	332.928	980626.64	-3.48	-40.75
1574	28.07.2007	1347	470301.257	5135960.429	234.543	980641.08	-30.33	-56.58
1575	28.07.2007	1444	473118.495	5136006.042	308.133	980630.34	-18.4	-52.89

Stations	Date jjmmaaaa	Heure hhmm	x	y	z	Gravité observée	Anomalie Air libre	Anomalie Bouguer
1576	28.07.2007	1544	475591.054	5137320.324	337.676	980625.49	-15.21	-53.01
1577	28.07.2007	1722	474793.599	5133153.909	319.404	980630.75	-12.2	-47.95
1578	28.07.2007	1815	475362.361	5134572.972	338.874	980626.71	-11.39	-49.33
1579	28.07.2007	1916	475601.907	5128842.32	354.116	980624.58	-4.15	-43.79
1580	28.07.2007	1956	476786.786	5127016.404	344.635	980627.84	-2.33	-40.91
1581	28.07.2007	2047	471263.789	5131737.825	342.52	980624.57	-10.08	-48.42
1582	28.07.2007	2129	471663.944	5132441.463	338.594	980624.57	-11.87	-49.77
1583	29.07.2007	1402	471297.288	5130762.629	345.79	980623.16	-9.69	-48.4
1584	29.07.2007	2210	470749.176	5129769.633	342.85	980624.16	-8.79	-47.16
1585	29.07.2007	1511	470748.221	5128214.168	324.918	980629.42	-7.79	-44.16
1586	29.07.2007	1553	470096.644	5127431.973	320.389	980629.95	-8.02	-43.89
1587	29.07.2007	1626	470389.622	5126550.893	359.423	980622.09	-3.12	-43.35
1588	29.07.2007	1705	470599.917	5124889.437	366.287	980623.72	1.98	-39.02
1589	29.07.2007	1842	471902.489	5124819.068	379.238	980620.37	2.68	-39.77
1590	29.07.2007	1920	472399.458	5128344.325	421.463	980611.58	4.05	-43.13
1591	29.07.2007	1954	472830.893	5127616.144	430.909	980610.40	6.37	-41.86
1592	29.07.2007	2038	472420.471	5126826.451	394.343	980617.71	3.05	-41.09
1593	29.07.2007	2114	472225.883	5126018.789	371.35	980621.69	0.58	-40.98
1594	24.07.2007	1932	476014.557	5127530.284	358.994	980626.24	0.08	-40.1
1595	30.07.2007	1436	476260.004	5140205.368	314.606	980628.19	-21.98	-57.2

Stations	Date jjmmaaaa	Heure hhmm	x	y	z	Gravité observée	Anomalie Air libre	Anomalie Bouguer
1596	30.07.2007	1508	474100.556	5140660.505	284.472	980633.50	-26.33	-58.17
1597	01.08.2007	1259	469872.582	5124354.663	372.025	980622.34	2.81	-38.83
1598	01.08.2007	1312	468843.976	5122862.569	356.348	980625.71	2.56	-37.33
1599	01.08.2007	1324	468631.325	5121890.058	340.495	980629.02	1.77	-36.34
1600	01.08.2007	1336	467731.252	5121049.419	324.698	980632.87	1.43	-34.91
1601	01.08.2007	1348	468034.034	5119698.531	295.609	980637.80	-1.52	-34.61
1602	01.08.2007	1401	468906.036	5119998.73	338.82	980629.12	2.89	-35.04
1603	01.08.2007	1412	469787.049	5119298.855	359.953	980624.87	5.73	-34.56
1604	01.08.2007	1435	470064.029	5121411.515	375.187	980621.34	5.18	-36.82
1605	01.08.2007	1503	470496.645	5119361.556	375.021	980621.90	7.35	-34.63
1606	01.08.2007	1517	471251.623	5119087.086	384.472	980620.67	9.26	-33.77
1607	01.08.2007	1542	473084.938	5120334.241	390.098	980618.62	7.93	-35.74
1608	01.08.2007	1557	472491.961	5119238.841	366.432	980623.79	6.69	-34.33
1609	01.08.2007	1624	473959.601	5119129.396	387.127	980619.24	8.61	-34.73
1610	01.08.2007	1707	475264.943	5118590.735	392.306	980618.10	9.5	-34.41
1611	01.08.2007	1725	479035.669	5119370.247	286.419	980634.20	-7.73	-39.78
1612	01.08.2007	1738	481012.053	5120263.64	321.415	980625.53	-6.33	-42.3

Annexe D : Correction des coordonnées des stations gravimétriques

GPS : coordonnées enregistrées à l'aide du GPS Trimble 5800.

PPP : correction par SCRS-PPP, service en ligne de positionnement ponctuel précis (PPP) pour le post-traitement de données GPS, http://ess-sst.nrcan-rncan.gc.ca/2002_2006/gnd/csrs_f.php (accès mai 2011).

Post-traitement : post-traitement des données GPS basé sur la station géodésique permanente de Mont-Laurier.

Coordonnées en mètre, NAD83 UTM 18N

Station	x GPS	y GPS	z GPS	x PPP	y PPP	z PPP	x Post traitement	y Post traitement	z Post traitement
1501	470514.05	5140523.44	226.20	∅	∅	∅	∅	∅	∅
1502	469364.63	5137825.00	228.41	469363.915	5137821.317	232.825	469363.993	5137821.127	230.635
1503	470946.72	5134943.50	255.91	470948.553	5134942.976	258.029	470947.087	5134942.964	256.083
1504	472130.32	5133584.05	334.78	472130.536	5133583.107	337.800	472129.995	5133582.921	336.102
1505	474491.84	5130793.48	369.14	474491.537	5130792.472	373.622	474491.199	5130792.168	371.445
1506	474764.85	5131096.48	365.42	474763.924	5131096.51	367.018	474763.877	5131096.357	365.215
1507	475015.89	5130651.64	363.89	475015.85	5130650.988	366.746	475015.754	5130650.889	364.816
1508	473478.28	5131417.88	324.67	473479.065	5131418.243	326.930	473478.569	5131417.513	325.329
1509	473998.78	5130629.02	346.49	473999.486	5130628.76	348.249	473998.957	5130628.361	346.614
1510	474711.78	5129607.20	360.51	474713.317	5129605.129	363.121	474712.52	5129604.759	361.44
1511	474698.60	5126619.37	431.43	474699.608	5126616.863	432.622	474699.255	5126616.614	430.782

Station	x GPS	y GPS	z GPS	x PPP	y PPP	z PPP	x Post traitement	y Post traitement	z Post traitement
1512	474005.79	5125619.74	416.42	474007.726	5125617.523	413.652	474007.594	5125617.28	412.404
1513	475398.64	5125976.49	430.88	475399.762	5125975.452	431.288	475399.404	5125975.24	429.234
1514	483977.28	5136056.94	355.05	483975.944	5136057.816	358.429	483975.713	5136057.851	355.76
1515	484081.31	5133681.62	417.09	484081.196	5133685.697	422.123	484081.43	5133685.864	419.6
1516	485391.41	5131875.38	395.51	485392.265	5131875.293	398.348	485391.401	5131875.527	395.391
1517	484832.80	5129223.47	285.43	484833.227	5129222.172	287.045	484832.857	5129221.92	284.833
1518	487247.85	5128010.80	279.38	487248.863	5128009.652	280.378	487247.937	5128008.911	278.314
1519	487902.17	5125690.67	299.73	487903.858	5125691.797	302.980	487903.162	5125691.502	301.478
1520	488539.18	5124080.68	266.36	488539.18	5124079.091	268.537	488538.716	5124078.833	267.213
1521	486599.25	5123291.36	291.80	486599.929	5123289.673	295.124	486599.7	5123289.533	293.335
1522	485841.81	5121359.18	253.25	485843.069	5121358.019	254.935	485843.015	5121357.819	252.968
1523	482847.04	5121320.17	260.59	482847.747	5121318.949	259.982	482847.591	5121318.992	258.37
1524	481669.51	5123138.79	292.70	481671.542	5123139.484	291.019	481671.267	5123139.365	288.957
1525	481098.12	5124609.93	307.42	481099.389	5124609.978	307.359	481098.799	5124609.861	305.651
1526	480270.02	5125739.27	329.72	480268.764	5125738.266	331.366	480269.838	5125738.174	329.423
1527	482875.12	5137126.34	371.25	482876.67	5137124.466	376.111	482876.425	5137124.548	373.582
1528	481469.81	5138482.85	411.99	481469.993	5138482.115	414.199	481469.764	5138482.041	411.336
1529	477610.65	5139308.58	332.65	477609.668	5139308.394	334.267	477610.103	5139308.641	331.225
1530	477591.57	5134284.46	324.58	477592.082	5134283.852	326.268	477591.795	5134283.547	324.503
1531	484392.34	5120002.90	254.70	∅	∅	∅	∅	∅	∅
1532	478227.98	5126580.43	336.33	478228.215	5126581.125	336.927	478228.238	5126580.88	335.107

Station	x GPS	y GPS	z GPS	x PPP	y PPP	z PPP	x Post traitement	y Post traitement	z Post traitement
1533	476983.54	5126259.38	356.58	476983.629	5126259.834	356.583	476983.363	5126259.3	355.197
1534	478747.04	5135966.46	363.99	478747.729	5135966.279	366.666	478747.469	5135965.88	365.017
1535	478246.01	5135090.34	357.34	478247.329	5135088.023	361.872	478246.989	5135087.679	360.024
1536	481162.22	5131881.23	320.35	481162.544	5131879.785	319.072	481162.191	5131879.626	316.741
1537	480853.91	5132000.26	341.42	480854.778	5131999.548	340.777	480854.477	5131999.343	339.207
1538	480703.98	5131938.51	340.41	480704.067	5131938.691	341.881	480703.769	5131938.462	339.879
1539	481626.24	5132781.00	324.91	481627.697	5132779.667	327.009	481627.02	5132779.322	325.267
1540	481529.79	5132579.52	329.61	481530.616	5132579.488	331.135	481530.314	5132579.202	328.901
1541	481291.44	5132354.83	312.37	481291.365	5132355.368	314.775	481291.266	5132355.077	313.104
1542	481183.92	5130726.55	410.39	481185.825	5130725.602	413.456	481184.973	5130725.438	411.604
1543	480706.61	5131302.57	376.04	480706.993	5131301.827	378.818	480706.924	5131301.77	376.242
1544	480519.87	5131600.73	352.72	480519.987	5131600.758	354.189	480519.833	5131600.482	352.317
1545	480401.12	5132016.64	343.21	480402.025	5132015.382	343.865	480401.502	5132015.13	341.871
1546	480207.82	5131979.16	358.28	480208.734	5131978.226	362.851	480208.284	5131977.922	361.149
1547	479927.78	5131735.25	386.57	479928.375	5131734.862	387.875	479927.757	5131734.489	385.838
1548	479199.80	5131770.29	361.23	479200.322	5131770.022	365.105	479199.986	5131769.602	363.356
1549	478450.11	5131822.19	372.91	478449.592	5131821.993	375.549	478449.451	5131821.964	374.307
1550	479718.99	5131598.86	379.86	479719.52	5131598.513	382.417	479719.294	5131598.271	380.542
1551	477831.11	5133233.74	334.10	477830.331	5133234.069	335.708	477830.564	5133234.262	333.869
1552	478100.37	5132750.65	357.31	478100.44	5132750.023	354.349	478100.299	5132749.86	352.61
1553	477215.11	5134398.78	321.32	477215.471	5134398.725	323.784	477215.366	5134398.52	321.432

Station	x GPS	y GPS	z GPS	x PPP	y PPP	z PPP	x Post traitement	y Post traitement	z Post traitement
1554	477022.70	5135033.87	313.54	477022.881	5135033.311	317.603	477023.045	5135033.384	315.21
1555	479013.75	5127289.27	335.51	479013.411	5127286.882	336.441	479013.155	5127286.576	334.704
1556	479328.87	5128977.83	380.05	479328.821	5128976.852	382.747	479328.733	5128976.623	381.147
1557	478607.41	5129528.50	382.26	478607.299	5129528.499	383.485	478606.972	5129528.205	381.623
1558	478130.45	5129820.98	411.43	478130.295	5129821.559	412.703	478130.006	5129821.292	410.837
1559	478825.56	5129938.57	399.45	478824.387	5129939.343	401.597	478824.315	5129939.413	399.373
1560	479826.75	5129571.07	409.41	479827.25	5129571.039	411.876	479826.771	5129570.913	410.142
1561	479062.61	5128657.75	383.81	479064.118	5128654.635	382.851	479063.72	5128654.28	380.763
1562	479444.14	5127722.43	379.75	479445.495	5127721.75	380.818	479444.802	5127721.396	378.45
1563	480322.98	5126737.33	346.45	480323.434	5126734.645	344.461	480323.232	5126734.444	342.595
1564	480897.48	5127890.43	364.79	480898.668	5127889.273	368.892	480898.561	5127889.003	366.828
1565	481325.47	5128624.03	361.24	481326.426	5128623.586	364.717	481326.2	5128623.459	362.561
1566	482761.60	5127876.14	362.36	482761.839	5127875.963	362.215	482761.53	5127875.747	360.597
1567	482404.91	5127922.09	357.89	482404.413	5127921.598	359.768	482404.158	5127921.719	357.333
1568	482364.72	5123912.44	302.94	482365.355	5123912.288	304.978	482364.894	5123912.172	302.079
1569	480658.66	5124991.13	351.16	480659.644	5124989.502	353.627	480658.663	5124988.94	351.841
1570	477165.47	5125283.64	386.30	477168.414	5125284.054	386.089	477167.847	5125283.699	383.627
1571	478462.42	5123628.92	354.47	478464.029	5123627.791	354.861	478463.706	5123627.396	353.077
1572	479064.74	5123311.56	352.24	479066.435	5123310.352	351.002	479066.566	5123310.278	348.131
1573	480337.61	5122503.82	333.47	480339.967	5122502.727	334.547	480339.828	5122502.559	332.928
1574	470300.68	5135961.29	237.04	470301.399	5135960.763	235.903	470301.257	5135960.429	234.543

Station	x GPS	y GPS	z GPS	x PPP	y PPP	z PPP	x Post traitement	y Post traitement	z Post traitement
1575	473117.90	5136007.47	306.03	473118.826	5136006.576	309.446	473118.495	5136006.042	308.133
1576	475591.01	5137320.48	337.82	475591.344	5137320.648	339.263	475591.054	5137320.324	337.676
1577	474793.37	5133154.72	321.83	474793.748	5133154.219	321.301	474793.599	5133153.909	319.404
1578	475361.18	5134577.67	344.51	475362.896	5134573.43	340.316	475362.361	5134572.972	338.874
1579	475601.56	5128843.04	354.47	475602.45	5128842.66	355.596	475601.907	5128842.32	354.116
1580	476786.86	5127019.12	340.66	476786.902	5127016.589	346.860	476786.786	5127016.404	344.635
1581	471264.44	5131738.34	345.94	471265.523	5131737.297	339.411	471263.789	5131737.825	342.52
1582	471662.49	5132442.14	333.58	471663.782	5132441.726	341.106	471663.944	5132441.463	338.594
1583	471297.10	5130763.99	348.87	471297.749	5130762.935	347.734	471297.288	5130762.629	345.79
1584	470749.69	5129771.14	345.34	470749.443	5129769.905	345.293	470749.176	5129769.633	342.85
1585	470747.68	5128214.29	325.82	470748.472	5128214.771	326.131	470748.221	5128214.168	324.918
1586	470096.33	5127432.29	320.38	470096.405	5127431.806	323.285	470096.644	5127431.973	320.389
1587	470389.88	5126550.90	360.80	470389.471	5126550.792	362.412	470389.622	5126550.893	359.423
1588	470600.79	5124890.49	366.45	470600.214	5124889.34	369.114	470599.917	5124889.437	366.287
1589	471901.92	5124822.36	383.64	471902.981	5124819.359	381.232	471902.489	5124819.068	379.238
1590	472398.78	5128344.77	421.01	472399.779	5128344.763	423.753	472399.458	5128344.325	421.463
1591	472830.40	5127616.08	431.49	472831.274	5127616.518	432.852	472830.893	5127616.144	430.909
1592	472419.61	5126827.85	394.78	472420.719	5126826.598	396.235	472420.471	5126826.451	394.343
1593	472224.96	5126020.74	373.78	472226.085	5126019.032	373.508	472225.883	5126018.789	371.35
1594	476014.56	5127530.75	358.74	476014.914	5127530.487	360.856	476014.557	5127530.284	358.994
1595	476259.24	5140204.90	317.67	476260.343	5140205.676	316.774	476260.004	5140205.368	314.606

Station	x GPS	y GPS	z GPS	x PPP	y PPP	z PPP	x Post traitement	y Post traitement	z Post traitement
1596	474099.73	5140661.63	283.82	474101.171	5140661.198	285.740	474100.556	5140660.505	284.472
1597	469871.94	5124335.78	372.61	469873.355	5124355.050	374.182	469872.582	5124354.663	372.025
1598	468844.09	5122864.29	358.09	468844.069	5122862.749	358.317	468843.976	5122862.569	356.348
1599	468630.05	5121891.69	339.92	468631.637	5121890.252	342.257	468631.325	5121890.058	340.495
1600	467730.36	5121049.87	326.04	467731.533	5121049.761	326.180	467731.252	5121049.419	324.698
1601	468033.76	5119699.16	294.32	468034.254	5119699.008	297.381	468034.034	5119698.531	295.609
1602	468906.94	5119998.72	339.12	468906.045	5119998.914	341.338	468906.036	5119998.73	338.82
1603	469788.10	5119300.66	360.73	469787.394	5119298.960	361.826	469787.049	5119298.855	359.953
1604	470063.88	5121412.28	378.67	470064.372	5121411.913	378.719	470064.029	5121411.515	375.187
1605	470495.63	5119363.68	371.83	470497.259	5119362.112	376.194	470496.645	5119361.556	375.021
1606	471251.66	5119089.20	385.73	471252.294	5119087.295	386.837	471251.623	5119087.086	384.472
1607	473084.46	5120335.02	390.58	473085.071	5120334.659	392.365	473084.938	5120334.241	390.098
1608	472491.39	5119239.74	365.35	472492.395	5119239.094	368.967	472491.961	5119238.841	366.432
1609	473960.17	5119128.75	384.64	473959.400	5119129.277	389.384	473959.601	5119129.396	387.127
1610	475263.31	5118590.93	393.35	475265.170	5118590.862	394.149	475264.943	5118590.735	392.306
1611	479034.23	5119371.58	287.77	479035.775	5119370.521	288.458	479035.669	5119370.247	286.419
1612	481010.95	5120264.32	323.35	481012.338	5120263.791	323.739	481012.053	5120263.64	321.415

Annexe E : Evidence for superposed, post-peak metamorphic magnetite-sulphide mineralization related to NE-striking shear zones in the Bondy gneiss complex, Grenville Province, Quebec

Zones de cisaillement N40° associées à une minéralisation en sulfures et magnétite dans le Complexe gneissique de Bondy, Province de Grenville, Québec

Affiche présentée au 3^{ième} colloque De Launay, 23-24 Avril 2008, Nancy, France et au congrès annuel de l'Association géologique du Canada – Association minéralogique du Canada, 26-28 mai 2008, Québec, Québec (Canada). http://www.gac.ca/activities/abstracts/2973_Abst...pdf (accès mai 2011).

Dufréchu, G.^a, Antonoff, V.^a, Harris, L.B.^a, Corriveau, L.^b, Richer-Lafèche, M.^a

^a *Institut National de la Recherche Scientifique Centre Eau Terre Environnement (INRS-ETE), 490 de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9*

^b *Commission géologique du Canada, Ressources naturelles Canada, 490 de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9*

ABSTRACT

The Bondy gneiss complex, a 1.4-1.35 Ga volcano-plutonic arc structurally underlying the marble and quartzite domains of the Central Metasedimentary belt of the Grenville Province in south-western Quebec, comprises tonalitic to granitic orthogneisses intercalated with thin units of layered metabasite and laminated felsic gneiss. Previously interpreted hydrothermal alteration and Cu-Fe-oxide ±Au hydrothermal mineralization within the Bondy gneiss complex has been considered to be arc-related and to pre-date granulite facies metamorphism and regional folding. Laterally extensive ductile to brittle-ductile shear zones post-dating folding have not previously been documented in the Bondy gneiss complex. Indeed, apart from late cross-cutting conjugate faults, the complex was thought to have acted as a rigid body during the development of post-folding shear zones in adjacent terrains.

Ductile and brittle-ductile shear zones hosting magnetite-rich breccias (2-3 m wide) locally associated with disseminated sulphides have, however, recently been identified in interlayered metabasite and felsic gneiss within the Bondy complex. Breccias are typically bounded and cross-cut by anastomosing brittle-ductile shear zones of about 5 cm in width with a general NE strike. Kinematic indicators indicate reverse displacement. Disseminated magnetite-sulphide rich biotite-garnet gneisses and aluminous gneisses that contain a foliation which strikes 220° and dips 80° NW are also affected by a NE striking mylonitic zone in which sulphides are present. A reverse sense of displacement is tentatively suggested from field exposures. Magnetite-rich quartzofeldspathic garnet-bearing gneisses locally contain millimetric to centimetric layers of massive magnetite with a 190° striking gneissic foliation dipping 75° W. Some mineralized outcrops are aligned along a SW-NE orientation over a distance of 3 km. The similar strike of rock fabrics and the alignment of outcrops along this same strike thus suggest the existence of one or more previously undocumented shear zones associated with magnetite and sulphide enrichment. Reverse displacement on shear zones is compatible with the regional NW-SE shortening documented in the south-west Grenville Province. Studies are in progress to determine if mylonite- and breccia-related mineralization represents a new mineralizing event or the remobilisation of pre-existing, pre-metamorphic mineralization.

Richmond Minerals Inc. is the holder of the Bondy gneiss complex mining claims and is providing the funding for this research project. G. Dufréchou is a recipient of an INRS-ETE doctoral scholarship. Processing of geophysical data was undertaken in the laboratory for physical, geophysical and numerical modelling funded by the CFI, MELS and INRS.

Annexe F : Étude gravimétrique du complexe gneissique de Bondy, Province de Grenville, Québec

Gravimetric study of the Bondy gneiss Complex, Grenville Province, Québec

Affiche présentée au congrès Québec Exploration 2008, 24-27 novembre 2008, Québec, Québec (Canada). <http://www.quebecexploration.qc.ca/2008/exposition-188bc.asp> (accès mai 2011).

Dufréchou, G., Poulin, J., Harris, L.B., Antonoff, V.

Institut National de la Recherche Scientifique Centre Eau Terre Environnement (INRS-ETE), 490 de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9

RÉSUMÉ

Le complexe de Bondy est un dôme gneissique structurellement sous les domaines de quartzite et de marbre de la Ceinture métasédimentaire centrale au Québec dans la Province de Grenville. Il correspond à des roches d'affinité d'arc volcano-plutonique datées de 1,4-1,35 Ga, métamorphisées au faciès des granulites à 1,2 Ga. Il est l'hôte d'un système d'altération hydrothermale, associé à une minéralisation en Cu-oxyde de fer, de superficie et de nature discutées. Le complexe est situé au sein de la réserve faunique de Papineau-Labelle et environ 5 % de sa superficie affleure. Dans le but de compléter l'information géologique sur le complexe et sur la source du système hydrothermal, une étude gravimétrique détaillée a été effectuée. Cent-douze (112) nouvelles stations gravimétriques, avec échantillons de roches pour le calcul des densités, ont été réalisées en partenariat avec la division des levés géodésiques de Ressources naturelles Canada, sur un périmètre de 21 sur 22 kilomètres. Ces stations ont permis de réaliser une carte de l'anomalie de Bouguer de 200 m de maillage dans le nord de la réserve faunique de Papineau-Labelle. La carte de la dérivée première verticale de l'anomalie gravimétrique de Bouguer montre plusieurs anomalies positives à l'intérieur du complexe gneissique de Bondy et dans les terrains environnants. La plupart des anomalies coïncident avec des plutons de gabbro, gabbronorite et diorite de la Suite de Chevreuil (1,17-1,16 Ga) et

des péridotites de la Suite de Rolleau (1,09-1,07 Ga). Une partie du système hydrothermal métamorphisé coïncide avec une large anomalie gravimétrique positive. On interprète cette anomalie comme résultant d'une intrusion située sous la zone d'altération et qui n'affleure pas. La présence de ce pluton, et des fluides associés, pourrait expliquer l'existence et la complexité du système d'altération et de minéralisation dont la nature est toujours discutée. La nature et l'âge de ce pluton supposé restent incertains.

Richmond Minerals Ltd. est le détenteur des titres miniers du complexe gneissique de Bondy et fournit les fonds pour ce projet de recherche. Le traitement des données géophysiques a été réalisé dans le laboratoire de modélisation physique, géophysique et numérique financé par le FCI, le MELS-Q et l'INRS.

ABSTRACT

The Bondy Complex is a gneissic dome structurally underlying the quartz and marble domains of the Central Metasedimentary Belt in the Grenville Province of Québec. It corresponds to a volcano-plutonic arc setting dated at 1.4-1.35 Ga, metamorphosed to the granulite facies at 1.2 Ga. It hosts a hydrothermal alteration system associated with Cu-Fe oxide mineralization, the nature and scope of which are open for debate. The complex is located within the Papineau-Labelle Wildlife Reserve, and only about 5% of its surface area is exposed. To complement the geological information available on the complex and on the source of the hydrothermal system, a detailed gravimetric study was undertaken. Measurements were taken at 112 new gravimetric stations, along with rock samples to calculate densities, in partnership with the Geodetic Survey Division of Natural Resources Canada, over an area of 21 x 22 km. These measurements were used to produce a Bouguer anomaly map at a grid spacing of 200 m for the north part of the Papineau-Labelle Wildlife Reserve. The map of the first vertical derivative of the Bouguer gravity anomaly shows several positive anomalies within the Bondy gneiss Complex and in surrounding terrains. Most of these anomalies coincide with gabbro, gabbronorite, and diorite plutons of the Chevreuil intrusive suite (1.17-1.16 Ga) and peridotites of the Rolleau intrusive suite (1.09-1.07 Ga). Part of the metamorphosed hydrothermal system coincides with a large positive gravity anomaly. The latter is interpreted as the result of an intrusion located under the alteration zone, which doesn't outcrop. The presence of this pluton and of associated fluids, could explain the presence and the complexity of the alteration and mineralization system, the nature of which still remains open for debate. The nature and age of this inferred pluton remain uncertain.

Richmond Minerals Ltd holds the mining claims covering the Bondy gneiss complex and is funding this research project. Geophysical data processing was conducted in the laboratory for physical, geophysical, and digital modelling funded by the CFI, MELS-Q and INRS.



Annexe G : Utilisation d'un levé gravimétrique pour la localisation de minéralisation en sulfure et magnétite dans le complexe gneissique de Bondy, Province de Grenville, Québec

Présentation orale à la 10^{ème} édition des Journées des Sciences de la Terre et de l'Environnement, 27 mars 2009, Université Laval, Québec, Québec (Canada).

Dufréchu, G., Antonoff, V., Harris, L.B.

Institut National de la Recherche Scientifique Centre Eau Terre Environnement (INRS-ETE), 490 de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9

ABSTRACT

A ground gravimetric study was undertaken to compliment previous geological mapping and to test whether intrusive bodies underlie areas of mineralization and metamorphosed hydrothermal alteration in granulite facies gneisses of the Bondy gneiss complex in the Grenville Province of SW Quebec. The first vertical derivative of the Bouguer anomaly grid shows several well-defined anomalies within the complex and surrounding terrains. Most anomalies coincide with Chevreuil (1.17-1.16 Ga) and Rolleau (1.09-1.07 Ga) intrusive suite mafic and intermediate intrusive rocks. A large positive gravity anomaly which does not correspond to any mapped intrusives occurs over a portion of the metamorphosed hydrothermal system. Several mineralized outcrops (magnetite, pyrite, phyrrotite, and chalcopyrite) were discovered during detailed field study. Whilst alteration and most mineralization is pre-metamorphic, some mineralization is late and associated with shear and breccia zones. The source of this gravity anomaly remains unclear and may be due to (i) a post peak- metamorphic intrusion which would therefore not have contributed to syn- or pre- metamorphic mineralisation, (ii) a pre- or syn- metamorphic intrusion, (iii) or directly reflect a body of magnetite and sulphide mineralization. The presence of a gravity anomaly beneath these mineralized zones upgrades this (as yet untested) target in the Bondy gneiss complex and attests to the utility of undertaking gravity surveys in such high-grade terrains.



Annexe H : Altération argilique avancée métamorphisée au sein du complexe gneissique de Bondy, Province de Grenville, Québec : métallotecte pour l'exploration de systèmes de type épithermal métamorphisés?

Metamorphosed Advanced Argillic Alteration in the Bondy Gneiss Complex, Grenville Province, Québec: Metallotect for Exploration of Metamorphosed Epithermal Systems?

Affiche présentée au congrès Québec Exploration 2009, 22-25 novembre 2009, Québec, Québec (Canada). <http://www.quebecexploration.qc.ca/2009/exposition-geoscientifique-175BC.asp> (accès mai 2011).

Antonoff, V.^a, Richer-Lafèche, M.^a, Corriveau, L.^b, Dufréchou, G.^a, Harris, L.B.^a

^a Institut National de la Recherche Scientifique Centre Eau Terre Environnement (INRS-ETE), 490 de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9

^b Commission géologique du Canada, Ressources naturelles Canada, 490 de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9

RÉSUMÉ

Le Complexe gneissique de Bondy (1.4-1.35 Ga), Province de Grenville, est interprété comme un vestige d'un vaste complexe volcano-plutonique, mis en place dans un contexte d'arrière-arc. La partie nord du Complexe de Bondy comprend un vaste système hydrothermal fortement magnétifère de 12 × 4 km ayant des composantes identiques à celles des systèmes de type oxyde de fer-cuivre-or (IOCG), métamorphisé vers 1.2 Ga au faciès des granulites (~950°C à ~10 kbar). Une nouvelle zone d'altération, jusqu'ici non répertoriée, a été récemment identifiée au sein de ce système hydrothermal.

La zone d'altération est représentée par des concentrations anormales en silicates d'alumine (sillimanite ± disthène), en sulfures (jusqu'à 60 % de pyrite-pyrrhotite ± cubanite ± chalcopryrite ± molybdénite ± sphalérite). L'étude pétrologique des roches a permis l'identification de niveaux

de gneiss à silicate d'alumine-quartz-sulfure ± feldspath potassique, de niveaux de sillimanite ± sulfures, de nodules à orthopyroxène-biotite ± magnétite, de veines de sulfures massifs, le tout associé à une série de gneiss quartzofeldspathiques ± biotite ± grenat ± sulfure et de gneiss silicifiés. Malgré le fait que la minéralogie et les textures primaires ne soient pas conservées, l'étude géochimique des gneiss à silicate d'alumine-quartz-sulfure ± feldspath potassique montre de forts enrichissements en Sr (jusqu'à 1854 ppm) et localement en Ba (1227 ppm), associés à un fort lessivage de CaO, Na₂O, MgO et K₂O typiques des roches à quartz-alunite-argile-barite de la zone d'altération argilique avancée associée aux gîtes de type épithermal acide. Des anomalies locales en W (333 ppm), Cu (4800 ppm), Zn (7000 ppm), Ag (3.5 ppm) et Mo (26 ppm) ont été découvertes au sein de niveaux de sillimanite à sulfures dans la zone d'altération.

L'identification d'une nouvelle zone d'altération montrant des similitudes avec les zones d'altération argilique avancée des systèmes de type épithermal acide et contenant des indices de minéralisation offre de nouvelles clefs pour la compréhension de l'origine du système hydrothermal du complexe gneissique de Bondy. Les résultats de nos travaux démontrent l'importance de poursuivre l'exploration pour la découverte de minéralisations de type épithermal dans le Grenville. À plus grande échelle, l'étude relance l'importance de ne pas dénigrer les terrains de haut grade métamorphique dans les stratégies de prospection minière.

Richmond Minerals Ltd est le détenteur des titres miniers du Complexe gneissique de Bondy et fournit les fonds pour ce projet de recherche.

ABSTRACT

The Bondy Gneiss Complex (1.4-1.35 Ga), Grenville Province, is interpreted as the remains of a vast volcano-plutonic complex emplaced in a back-arc setting. The north part of the Bondy Complex hosts an extensive, magnetite-rich hydrothermal system some 12 x 4 km in size, with components identical to those in iron oxide-copper-gold (IOCG) systems, metamorphosed to the granulite facies (~950°C at ~10 kbar) at 1.2 Ga. A new alteration zone, unknown until now, was recently identified within this hydrothermal system.

The alteration zone is represented by anomalous concentrations in aluminosilicates (sillimanite ± kyanite) and sulphides (up to 60% pyrite-pyrrhotite ± cubanite ± chalcopyrite ± molybdenite ± sphalerite). A petrology study of rock samples led to the identification of gneissic bands with aluminosilicates-quartz-sulphides ± K-feldspar, sillimanite layers with or without sulphides, orthopyroxene-biotite ± magnetite nodules, massive sulphide veins, all associated with a series

of quartzofeldspathic gneisses ± biotite ± garnet ± sulphides, and silicified gneiss. Despite the fact that the primary mineralogy and textures are not preserved, the geochemical study of aluminosilicate-quartz-sulphide ± K-feldspar gneisses shows strong enrichment in Sr (up to 1854 ppm) and locally in Ba (1227 ppm), associated with strong leaching of CaO, Na₂O, MgO and K₂O, typical of quartz-alunite-clay-barite rocks in the advanced argillic alteration zone associated with high-sulphidation epithermal-type deposits. Local anomalies in W (333 ppm), Cu (4800 ppm), Zn (7000 ppm), Ag (3.5 ppm), and Mo (26 ppm) were discovered in sulphide-bearing sillimaninite layers within the alteration zone.

The identification of a new alteration zone showing similarities with advanced argillic alteration zones in high-sulphidation epithermal-type systems and hosting mineral occurrences offers new insight to understand the origin of the hydrothermal system in the Bondy Gneiss Complex. Our results demonstrate the importance of pursuing exploration efforts to discover epithermal-type deposits in the Grenville. At a larger scale, the study outlines the importance of not overlooking high-grade metamorphic terrains in mineral exploration strategies.

Richmond Minerals Ltd holds the mining claims in the Bondy Gneiss Complex and provided the funds for this research project.



Annexe I : Existence de discontinuités transverses profondes impliquées dans l'histoire géodynamique et métallogénique du sud-ouest de la Province de Grenville au Québec, Canada

Existence of Deep-Seated Transverse Discontinuities Involved in the Geodynamic and Metallogenic History of the Southwestern Grenville Province in Québec, Canada

Affiche présentée au congrès Québec Exploration 2009, 22-25 novembre 2009, Québec, Québec (Canada). <http://www.quebecexploration.qc.ca/2009/exposition-geoscientifique-185.asp> (accès mai 2011).

Dufréhou, G., Antonoff, V., Harris, L.B.

Institut National de la Recherche Scientifique Centre Eau Terre Environnement (INRS-ETE), 490 de la Couronne, Québec, QC, G1K 9A9

RÉSUMÉ

La Province de Grenville est une ceinture orogénique considérée comme la racine profonde d'un orogène de type himalayan collisionnel. Elle est composée de deux ceintures : le Parautochtone composé de roches archéennes remaniées et chevauché par l'Allochtone dont ses composantes se sont formées entre 1.8 Ga et 1.24 Ga dans des environnements géotectoniques de type andin, associés à des accrétions d'arcs magmatiques. Dans le sud-ouest de la province au Québec, la croûte du Parautochtone se prolonge vers le sud-est sous la croûte allochtone jusqu'à la zone de déformation de Labelle. L'épaisseur moyenne de la croûte est de 44 km.

Les linéaments gravimétriques dans le sud-ouest de la Province de Grenville au Québec démontrent l'existence de discontinuités transverses profondes d'échelle crustale. Des filtres de

prolongation vers le haut correspondant aux profondeurs Z0 de 5, 25 et 40 km ont permis d'identifier deux linéaments transverses profonds N140°.

Le linéament de Mont-Laurier est identifiable jusqu'à 40 km de profondeur. Il marque la limite de nombreuses zones de déformation dans la Ceinture métasédimentaire centrale, ainsi qu'à proximité du terrain du Cabonga où il marque la limite entre des terrains parautochtones et allochtones. Ce linéament se prolonge dans la Province du Supérieur. Cette structure importante archéenne existait ainsi à la marge du craton Laurentia avant les événements accréionnaires et aurait ensuite été réactivée au cours du Mésoproterozoïque durant la construction de la Province de Grenville.

Le linéament de Portneuf est identifiable à 25 km de profondeur. Il coupe le terrain de Portneuf-Mauricie dans lequel des magmas riches en Ni-Cu et en métaux précieux se sont mis en place. On l'interprète comme résultant d'un changement de pendage du slab, attribuable à la collision entre le continent laurentien et un arc insulaire représenté par les roches du Groupe de Montauban à 1.4 Ga. L'absence de cette discontinuité sur la géologie de surface peut être expliquée par le plutonisme post-accréionnaire d'arc continental ayant affecté le terrain de Portneuf-Mauricie, qui aurait masqué la présence de cette discontinuité comme celle de la zone de suture. La présence d'une telle structure a déjà été évoquée pour expliquer la minéralisation en Ni-Cu ± EGP.

ABSTRACT

The Grenville Province is an orogenic belt, considered as the deep root of a Himalayan-type collisional orogen. It is composed of two belts: the Parautochthonous Belt composed of reworked Archean rocks, thrust over by the Allochthonous Belt, composed of elements that formed from 1.8 to 1.24 Ga in Andean-type geotectonic settings, associated with accretion of magmatic arcs. In the southwest part of the Grenville in Québec, Parautochthonous crust extends toward the southeast underneath Allochthonous crust, up to the Labelle deformation zone. The crust in this location is 44 km thick on average.

Gravity lineaments in the southwestern Grenville Province in Québec show the existence of deep-seated crustal-scale transverse discontinuities. Upward-continued filters corresponding to Z0 depths of 5, 25, and 40 km indicate the presence at depth of two transverse lineaments trending N140°.

The Mont-Laurier lineament is visible up to 40 km depth. It marks the boundary of many deformation zones in the Central Metasedimentary Belt and near the Cabonga terrain, where it also marks the limit between Parautochthonous and Allochthonous terrains. This lineament extends into the Superior Province. This major Archean structure thus existed along the margin of the Laurentian craton prior to accretionary events and was presumably later reactivated during the Mesoproterozoic, during the construction of the Grenville Province.

The Portneuf lineament is visible at 25 km depth. It cuts across the Portneuf-Mauricie terrain, in which Ni-Cu and precious metal-rich magmas were emplaced. It is interpreted as the result of a change in the dip of the slab, attributable to collision between the Laurentian continent and an island arc represented by rocks of the Montauban Group at 1.4 Ga. The absence of this discontinuity in the surface geology may be explained by post-accretionary continental arc plutonism that affected the Portneuf-Mauricie terrain and that presumably masked the presence of this discontinuity, much like the suture zone itself. The presence of this type of structure has already been suggested to explain the presence of Ni-Cu ± PGE mineralization.



Annexe J : The role of deep-crustal transverse structures interpreted from regional gravity in the localization and deformation of zinc deposits in the North American Grenville Province

Poster presentation at the Irish Association for Economic Geology, Zinc2010 meeting, September 17, Cork, Ireland. http://www.iaeg.org/docs/2010/Zinc2010_Abstracts.pdf (accessed May 2011).

Harris, L.B.^a, Dufréchou, G.^a, Armengaud, C.^a, Johnson, E.L.^b

^a *Institut National de la Recherche Scientifique Centre Eau Terre Environnement (INRS-ETE), 490 de la Couronne, Quebec City, QC, G1K 9A9*

^b *Department of Geology and Environmental Science, Hartwick College, Oneonta, NY 13820, USA*

ABSTRACT

The Mesoproterozoic Grenville Province straddling the USA-Canada border contains several "world-class" Zn deposits. Spectral filtering, image enhancement, "worming", and interpretation of regional gravity data shows that SEDEX or clastic dominated Zn±Pb±Ag deposits occur along previously unmapped NW- and NNW-striking lineaments transverse to NE-SW Grenvillian thrusts and inverted basin-bounding normal faults, thus portraying similarities with Irish Zn deposits. Transverse lineaments represent multiply reactivated Palaeoproterozoic structures in Archaean basement formed during oblique rifting between the Wyoming and Superior cratons. Most Zn deposits occur within zones of abrupt regional strike changes interpreted as megakinks formed during post-orogenic collapse above these transverse structures. Late Grenvillian IOCG and U mineralization, Palaeozoic Cu±U deposits and carbonatites, and Mesozoic kimberlite and lamprophyre intrusions occur on the same structures that focussed hydrothermal fluid flow during synsedimentary Zn mineralization.

Cet article a dû être retiré en raison de restrictions liées au droit d'auteur.

Application of a ground gravity survey in targeting magnetite-sulphide mineralization in the Bondy gneiss complex, Grenville province, Quebec, Canada

Vous pouvez le consulter à l'adresse suivante :

[http://www.richmondminerals.com/pdfs/NRSBondyAbst\(raaccct.epdsfe dM ay 2011\).](http://www.richmondminerals.com/pdfs/NRSBondyAbst(raaccct.epdsfe dM ay 2011).)